

Tiefenwasserbildung im Gebirgssee Issyk-Kul



**Diplomarbeit an der Eidgenössischen Anstalt für Wasserversorgung,
Abwasserreinigung und Gewässerschutz**

Autor:

David Finger

Betreuer:

Dr. R. Kipfer, Dr. F. Peeters, M. Hofer

Zürich, den 22. März 2002

Danksagung

Die vorliegende Diplomarbeit wurde in der Arbeitsgruppe Umweltisotope an der Eidgenössischen Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz (EAWAG) geschrieben. An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Beteiligten bedanken, die mir zum Gelingen dieser Arbeit mit Rat und Tat zur Seite gestanden sind.

Bei Rolf Kipfer möchte ich mich dafür bedanken, dass er diese Diplomarbeit überhaupt möglich gemacht hat. Zudem konnte ich mit ihm jederzeit über Probleme und Schwierigkeiten der Arbeit diskutieren.

Frank Peeters danke ich für seine stets konstruktive Kritik, die wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat. Zudem konnte ich einen Set von Matlab-Algorithmen zur Bearbeitung der CTD-Messungen direkt von ihm übernehmen.

Für die finanzielle Unterstützung meiner Beteiligung an der Exkursion zum Issyk-Kul möchte ich mich bei der Huber-Kundlich-Stiftung bedanken. Dank der fachlichen Betreuung während der Exkursion durch Markus Hofer konnten die CTD-Messungen ohne grössere Zwischenfälle durchgeführt werden.

Bei Jan Klerkx und Vladimir Romanovskiy möchte ich mich für den Datenaustausch und für die ins Englisch übersetzte Literatur bedanken.

Des weiteren möchte ich mich bei Susanne Bauer und Matthias Brennwald für das Durchlesen und für die konstruktiven Kommentare zur Arbeit bedanken.

Ein herzliches Dankeschön möchte ich an dieser Stelle auch meinen Eltern, Gert Finger und Irmgard Irminger, aussprechen. Sie haben mir das Studium an der ETH Zürich durch ihre finanzielle und moralische Unterstützung wesentlich erleichtert.

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung	6
2	Abstract	7
3	Einführung	8
3.1	Der Issyk-Kul See (Ozero Issyk-Kyl)	8
3.2	Das APELIK-Projekt.....	10
3.2.1	Fragestellung	11
4	Methodik	12
4.1	Erhebung der Daten.....	12
5	Physikalische Grundlagen	14
5.1	Stabilität der Wasserschichtung	14
5.2	Potentielle Temperatur	15
5.3	<i>In-situ</i> Dichte.....	15
5.4	Tiefe.....	16
5.5	Potentielle und Quasi-Dichte.....	16
5.6	Thermohaline Kontraktion β	17
5.7	Thermische Expansivität	18
6	Kalibrierung der Salinitätsbestimmung	19
6.1	Bestimmung der Salinität aus Leitfähigkeitsdaten	19
6.1.1	Die UNESCO-Algorithmen.....	20
6.1.2	Temperatur-Eichmessungen	21
6.1.3	Druck-Eichmessungen.....	22
6.1.4	Verifizierung der UNESCO-Kalibrierung.....	22
6.1.5	UNESCO-Formel mit externer Korrektur	23
6.1.6	Anpassung der UNESCO-Parameter.....	29
6.2	Vergleich der Methoden.....	32
6.3	Drift der Sonde zwischen den Exkursionen	32
6.4	Drift der Sonde während den Exkursionen.....	35
7	Auswertung und Interpretation	37
7.1	Einleitung	37
7.2	Generelle limnophysikalische Eigenschaften des Issyk-Kul.....	39
7.3	Diskussion der CTD-Messungen der März-Expedition	42
7.3.1	Treibender Faktor für Tiefenwasserbildung.....	42
7.3.2	Einzelne CTD-Profile des Tiefenwassers im März	44
7.3.3	Strukturen in Messstationen an der Südküste.....	50

7.3.4	Einteilung des Tiefenwassers in Zonen	53
7.3.5	Horizontale Verteilung der physikalischen Eigenschaften	54
7.3.6	Ersten Spekulationen	56
7.3.7	Die nordöstliche Randzone des Issyk-Kul	58
7.3.8	CTD-Messungen in der nordöstlichen Randzone	59
7.3.9	Verteilung der physikalischen Eigenschaften in vertikalen Schnitten	63
7.3.10	Auftrieb in der Mitte des Sees	67
7.4	Diskussion der CTD-Messungen der August-Exkursion	70
7.4.1	Messpunkte im Sommer	70
7.4.2	Temperaturverteilung im Karakol-Transekt	70
7.4.3	Auftriebszone in der Mitte des Sees	72
7.4.4	Salinitätsverteilung im August	73
7.4.5	Wasserregime des Issyk-Kul	74
7.4.6	Spekulation zur Salinitätsverteilung	75
8	Schlussfolgerung	77
8.1	Schlussfolgerung der CTD-Messungen im März	77
8.2	Schlussfolgerungen aus den Messungen im August	80
8.3	Ausblick	80
9	Anhang	81
9.1	A CTD-Messstationen der März-Expedition	81
9.2	A CTD-Messstationen der August-Expedition	85
9.3	B Fehlerrechnung der Verdünnungsreihe	88
9.4	C Detailangaben zur Anpassung der Kalibrierungs-Koeffizienten	89
9.4.1	C1 Anpassung der externen Korrektur	89
9.4.2	C2 Anpassung der UNESCO-Koeffizienten	90
9.5	D Sättigungskonzentration des Sauerstoffs:	91
9.6	E Anteil des Zuflusswassers in der kalten Wasserschicht:	91
9.7	F Abkühlung der seichten Randzonen	92
9.8	G UNESCO-Zustandsgleichung	93
9.9	H UNESCO-Gleichung für thermische Expansivität	93
9.10	I Jährliche Tiefenwassererneuerung	93
9.11	Abbildungsverzeichnis	94
10	Literaturverzeichnis	97

1 Zusammenfassung

Der Issyk-Kul See liegt in Kirgisien, eingebettet zwischen den mächtigen Gebirgsketten des Hindukusch und des Altai. Der abflusslose See (Volumen: 1730 [km³], Oberfläche: 6292 [km²], Tiefe: 678 [m]) [1] ist einer der grössten Wasserkörper in Zentralasien. Trotz des harten kontinentalen Klimas und obwohl der See auf einer Höhe von rund 1608 [m] liegt, bleibt der offene See im Winter eisfrei. Dies spiegelt sich auch im Namen 'Issyk-Kul', was soviel wie 'warmer See' bedeutet.

Ungeachtet der grossen Tiefe weist die gesamte Wassersäule hohe Sauerstoffkonzentration auf. Hofer et. al. [2] konnten anhand des Umwelttracers Schwefelhexafluorid (SF₆) eine jährliche Tiefenwasserbildung von über 10 [%] bestimmen. Die Prozesse, die eine derartig intensiven Tiefenwasserbildung bewirken, sind jedoch weitgehend unbekannt. Um sie zu bestimmen, wurden die physikalischen Eigenschaften der Wassersäule an zahlreichen Messpunkten im Issyk-Kul analysiert. Während zwei Expeditionen im März und August 2001 wurden an 200 Stationen die Temperaturen, die Leitfähigkeiten, die Sauerstoffkonzentrationen und die Licht-Transmissionen in der Wassersäule gemessen (CTD Messungen).

Da der Issyk-Kul keinen Abfluss hat, haben sich im Wasser gelöste Ionen angereichert, welche zu einer Salinität von etwa 6 [g/kg] führen. Die Salinität setzt sich hauptsächlich aus folgenden Ionen zusammen: Sulfat, Natrium, Kalium und Chlorid [1]. Um die Salinität aus Messungen der elektrischen Leitfähigkeit zu bestimmen, wurde ein spezifischer Algorithmus für den Issyk-Kul experimentell bestimmt. Der Algorithmus wurde an Wasserproben des Issyk-Kul bei variierender Temperatur und variierendem Druck getestet. Dabei konnte die Salinität mit einer Genauigkeit von 0.1 [%] im Vergleich zu einer chemisch bestimmten Salinität berechnet werden.

Die CTD-Messungen zeigen, dass im Frühjahr unterschiedliche Wassermassen im Tiefenwasser zu finden sind. Dies deutet auf intensive und zeitlich intermittierende Mischungsprozesse hin. Da die Randzonen des Issyk-Kul grossräumige untiefen darstellen, kühlt sich die Wassersäule in diesen Regionen während den Wintermonaten schneller ab als im offenen Wasser. Dies führt zu starker konvektiver Mischung in den Randzonen. Dabei scheint sich in den flachen Gebieten genügend kaltes Wasser zu bilden, dass es anschliessend bis ins Tiefenwasser absinken kann. Ein solcher Prozess wird in der Literatur als *differential cooling* beschrieben.

Im Sommer konnten Strukturen der Temperaturverteilung früherer Jahre bestätigt werden. Anhand der vorliegenden Daten konnten jedoch keine Prozesse näher beschrieben werden. Hingegen konnte das von Romanovskiy beschriebene *doming* in den obersten 200 [m] des Issyk-Kul [3] beobachtet werden. Ebenso wurden Hinweise gefunden, die auf Aufsalzung des Sees zwischen Frühjahr und Sommer hindeuten. Im Hochsommer hingegen bedeckt eine salzarme Wasserschicht den gesamten See. Wahrscheinlich handelt es sich um Zuflusswasser, da im August die maximale Zuflussrate erreicht wird.

2 Abstract

Lake Issyk-Kul is situated in Kyrgyzstan, between the mighty range of the Hindukush and the Altai. The Lake has no outlet and is one of the greatest water bodies in Central Asia (volume: 1730 [km³], surface: 6292 [km²], depth: 678 [m]) [1]. Despite the hard continental climate and the high altitude of 1608 [asl], the open water of the lake remains ice-free throughout the year. This circumstance is reflected in the name 'Lake Issyk-Kul' which, translated to English, means 'warm lake'.

The entire water column contains high oxygen concentrations which, regardless the great depth, indicate a high rate of deepwater renewal. Hofer et. al. [2] were able to quantify the yearly deepwater renewal rate, by the means of the environmental tracer sulfur hexafluoride (SF₆), of over 10 [%]. The processes causing such an intense deepwater renewal are, however, largely unknown. Numerous measurements of the physical properties in the water column were taken in order to define these processes. Over 200 profiling of temperature, conductivity, oxygen concentration and light transmission were taken in the water column during two excursions in March and August 2001 (CTD-Measurements).

Due to the fact that Lake Issyk-Kul has no outlet, an accumulation of ions leads to an approximate Salinity of 6 [g/kg]. The Salinity is mainly composed of the following ions: sulfate, sodium and chloride [1]. In order to allow the calculation of salinity by means of the electrical conductivity, new algorithms were specifically defined for Lake Issyk-Kul. By varying temperature and pressure, the salinity of water probes could be calculated with the new algorithms to a precision of 0.1 [%] compared to the chemically defined reference salinity.

CTD-measurements have shown that during springtime the water masses in the deepwater reveal greatly varying characteristics. This indicates intensive and time varying intermittently mixing processes. The CTD-measurements also indicate strong differential cooling, which is an effect of the unique morphology of Lake Issyk-Kul. In fact, differential cooling seems to be responsible for the main part of the deepwater renewal.

Temperature structures in the summertime are comparable with CTD-measurements from the year 1996. However, no mixing process could be identified during summertime. Nevertheless the *doming effect* of water masses in the middle of the lake, which was first described by Romanovskiy [3], could be confirmed. Collaterally an increase of the salinity in the upper layers of the lake could be ascertained. Probably this increase is caused by high evaporation rates during springtime and early summertime. In midsummer the surface layer of the lake is characterized by abnormally low salinity. This observation could be explained by the large inflow rate during the summertime.

3 Einführung

3.1 Der Issyk-Kul See (Ozero Issyk-Kyl)

Der Issyk-Kul See befindet sich in der ehemaligen Sowjetrepublik Kirgistan und ist einer der grössten Gebirgseen der Welt. Er liegt in den nördlichen Tien-Shan-Bergen, eingebettet zwischen den mächtigen Gebirgsketten des Hindukusch und des Altais. Während sich die Oberfläche des Sees auf 1608 [m.ü.M.] befindet, erheben sich die Gebirgsketten rundherum auf über 4000 [m].



Abbildung 1: Landkarte von Kirgistan und Nachbarstaaten

3.1.1.1 Dimensionen und Morphologie

Während der Sowjetzeit war ein Teil des Sees militärische Sperrzone, in welcher Präzisionstorpedos getestet wurden. Merkmale der Morphologie des Sees sind zu militärischen und zivilen Zwecken gut untersucht worden. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind von Tsigelnaya in einem Buch zusammengefasst worden [1].

Der Issyk-Kul ist ein abflussloser Gebirgssee mit einer Länge von 179 [km], einer Breite von 60 [km] und einer Oberfläche von 6292 [km²]. Er gilt als monomiktisch, da vermutet wird, dass Tiefenwasserbildung nur während den kalten Wintermonaten stattfindet. Mit einem Volumen von etwa 1762 [km³] beträgt seine mittlere Tiefe etwa 280 [m]. Trotz einer maximalen Tiefe von über 670 [m], sind fast 40 [%] der Seefläche weniger als 100 [m] tief. Weitere 40 [%] der Seefläche bilden steile Seebodenabhängige, die Tiefen zwischen 100 und 600 [m] aufweisen. Der tiefste Teil des Sees gleicht einem Tiefenwasserkessel, mit einem flachen Seeboden (600 – 668 [m]). Der Tiefenwasserkessel befindet sich in der Mitte des Sees und beansprucht etwa 20 [%] der Seefläche.

In den flachen Randzonen gibt es mehrere Terrassen in verschiedenen Tiefen. Diese wurden durch häufig sich ändernde Wasserstände in der Vergangenheit geformt. Die Terrassen sind von zahlreichen Tälern durchschnitten, welche die ehemaligen Ausgangsniveaus der Erosion kennzeichnen. Im flachen westlichen Teil des Sees durchschneidet eines dieser versunkenen Täler eine Uferregion, die über 3 [km] hinweg Wassertiefen zwischen 1 und 6 [m] aufweist.

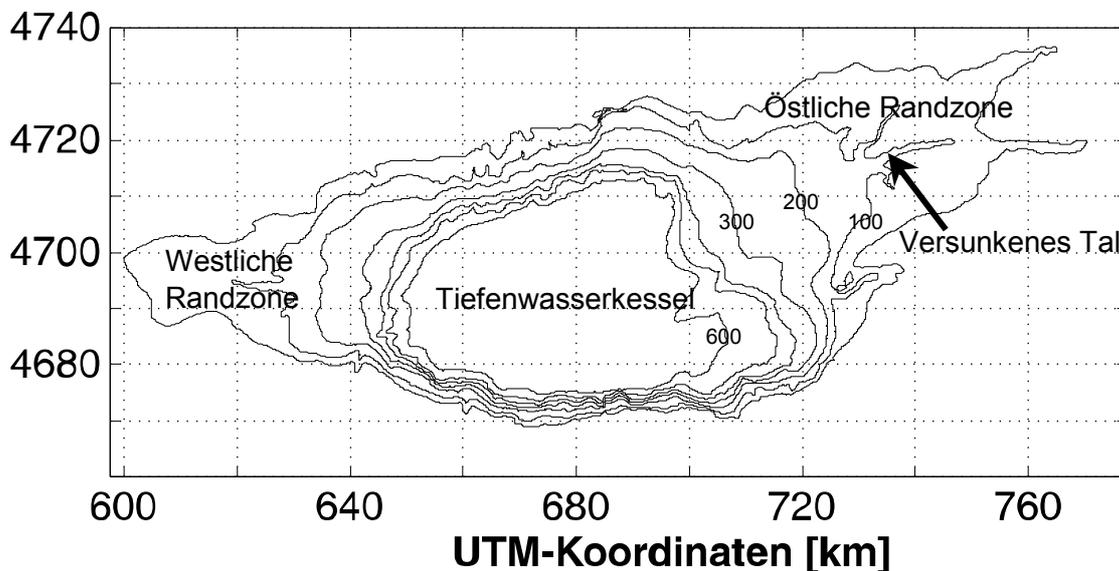


Abbildung 2: Der Issyk-Kul mit 100 [m] Isotiefenlinien

3.1.1.2 Region

Das Land westlich des Issyk-Kul ist trocken und unfruchtbar, während die Region östlich des Sees sich durch feuchteres Klima auszeichnet. Dörfer, Strassen und Landwirtschaft sind hauptsächlich an der Nordküste des Sees zu finden. Die wichtigste Stadt heisst Karakol (64'000 Einwohner) und liegt im Osten des Sees. Der zweitgrösste Ort, Cholpon-Ata liegt an der Nordküste und war zu Sowjetzeiten ein beliebter Ferienort. An der Südküste des Issyk-Kul wird in Bergwerken Kohle, Uran und Gold abgebaut.

3.1.1.3 Klima

Das Klima in der gebirgigen Republik Kirgistan ist durch die Distanz zum Meer und durch die gebirgige Topographie gekennzeichnet. Das kontinentale Klima im Tiefland lässt Temperaturen im August auf über 30 [°C] klettern, während im Winter mittlere Temperaturen von -24 [°C] gemessen werden [4].

In der Region des Issyk-Kul ist das Klima hingegen gemässigt. Dies ist auf die Wärmespeicherung des Issyk-Kul zurückzuführen. Im Winter beträgt die durchschnittliche Lufttemperatur 2 [°C]. Wegen der starken Evaporationsrate des Sees ist die Luftfeuchte in den Küstenregionen erhöht. Starke Winde, die während Inversionslagen über den Issyk-Kul blasen, haben Geschwindigkeiten von bis zu 30 [m/s]. An den Küsten des Issyk-Kul können an mindestens 60 Tagen im Jahr Stürme mit Windgeschwindigkeiten zwischen 20-30 [m/s] gemessen werden [5].

3.2 Das APELIK-Projekt

Das Forschungsprojekt APELIK (Assessment and Prognosis of Environmental Changes in Lake Issyk-Kul) ist ein Projekt des EU-Forschungsprogramms Copernicus. Ziel des Projektes ist es, die umweltrelevanten Fragen des Issyk-Kul zu erfassen und zu erforschen. Am APELIK-Projekt beteiligen sich mehrere europäische Forschungsinstitute, wie auch russische und kirgisische Wissenschaftler. Wegen ihrer Erfahrung in Seenphysik wurde die Arbeitsgruppe Umweltisotope der Abteilung Wasserressourcen & Trinkwasser der EAWAG angefragt, am APELIK-Projekt mitzuarbeiten.

Zu Sowjetzeiten war die Region des Issyk-Kul ein beliebtes Reiseziel für Badeferien. Speziell entlang der nördlichen Seeküste gibt es zahlreiche Touristenzentren, wo Wassersportarten ausgeübt werden können. Nach dem Zerfall der Sowjetunion erlebte der Tourismus in der Region einen beachtlichen Rückgang. Die einmalige Landschaft lockte jedoch bald wieder westliche Touristen in die Region. Vor ein paar Jahren ereignete sich ein Lastwagenunfall und eine grosse Menge an Chemikalien gelangen in den See. Zudem wurden Gerüchte über undichte Urandeponien am südlichen Ufer des Issyk-Kul laut. Diese negativen Schlagzeilen versetzten der Tourismusbranche erneut einen heftigen Dämpfer. Um dem entgegenzuwirken und um das lokale Ökosystem besser zu verstehen wurde das Projekt APELIK ins Leben gerufen.

Die Hauptumweltgefahren, die den See bedrohen, sind folgende:

- Der Wasserpegel des Sees sinkt kontinuierlich. Schätzungsweise sank der Wasserpegel um 13 [m] seit Mitte des letzten Jahrhunderts. Das führte zu einem kontinuierlichen Anstieg der Salinität des Wassers, welches ohnehin schon leicht brackisch und alkalisch ist.
- Es wird vermutet, dass das Seewasser radioaktiver Verschmutzung ausgesetzt ist, welche durch Deponien verlassener Uranminen entlang der südlichen Küste entstehen könnte. Infiltration in die Deponien sowie Erosion von radioaktiven Partikeln könnten zu einer Kontamination des Seewassers führen.
- Das Betreiben einer Goldmine im Südosten des Sees stellt ebenfalls eine potentielle Gefahr dar. Im Jahre 1998 ereignete sich ein chemischer Unfall grösseren Ausmasses. Grössere Mengen *Natrium Zyanid* und andere Chemikalien gerieten in einen Zufluss des Sees und verteilten sich anschliessend im See.
- Durch Intensivierung der lokalen Landwirtschaft könnte der Phosphatgehalt ansteigen. Dies könnte in der Zukunft zur Eutrophierung des Sees führen.

Ziel des APELIK Projektes ist es, chemische und physikalische Prozesse, die den See belasten zu verstehen und zu quantifizieren. Dazu muss die Hydrodynamik der Wassermassen untersucht werden.

Das Projekt sieht ebenfalls vor, ein hydrochemisches Modell der Wasserzirkulation im See zu erstellen. Die Verteilung und die Sedimentationsrate von Schadstoffen sollten ebenfalls

modelliert werden. So kann die aktuelle Verschmutzung besser bestimmt werden und die zukünftige Ausbreitung von Schadstoffen besser prognostiziert werden.

Zusammenfassend sollte das Projekt einen wissenschaftlichen Rahmen für den Schutz der Umwelt in der Region des Issyk-Kul erstellen.

3.2.1 Fragestellung

Die Arbeitsgruppe Umweltisotope an der EAWAG untersucht im Rahmen des APELIK-Projektes die Prozesse der Tiefenwasserneubildung im Issyk-Kul. Hofer et. al. [2] konnten anhand von transienten Tracermessungen eine jährliche Tiefenwasserneubildung von über 10 [%] feststellen. Bei einer maximalen Tiefe von über 600 [m] ist eine derart intensive Tiefenwasserbildung aussergewöhnlich. Folglich stellt sich die Frage nach den Prozessen die eine derart intensive Mischung ermöglichen.

Im Rahmen der Beteiligung der Arbeitsgruppe Umweltisotope am APELIK-Projekt, befasst sich vorliegende Diplomarbeit mit der Tiefenwasserbildung im Issyk-Kul. Dazu müssen die wichtigsten Austauschprozesse zwischen dem Oberflächenwasser und dem Tiefenwasser bestimmt werden. Folgende wesentliche Ziele wurden in dieser Arbeit verfolgt:

- Um die Salinität anhand von Messungen der elektrischen Leitfähigkeit zu berechnen müssen spezifische Algorithmen, die für Issyk-Kul-Wasser gültig sind erstellt werden. Die Algorithmen müssen Temperatureffekte und Druckeffekte während der Messung der elektrischen Leitfähigkeit adäquat korrigieren, sodass die Salinität bei verschiedenen Temperaturen und Drücken berechnet werden kann.
- Die über 200 CTD-Profile sollten geordnet werden, sodass ein genereller Überblick über den Datensatz gewonnen werden kann. Dabei sollten generelle Charakteristika des Sees festgestellt werden.
- Die wichtigsten Prozesse der Tiefenwasserbildung sollten anhand der CTD-Profile bestimmt werden. Dabei sollte die Grundlage für ein zukünftiges Transportmodell des Sees geschaffen werden.

4 Methodik

Um konvektive Mischprozesse zu detektieren, muss die vertikale Dichteschichtung der Wassersäule analysiert werden. Dazu müssen mit einer adäquat ausgerüsteten Sonde, die physikalischen Eigenschaften der Wassersäule in einem Netz von Messstationen, welches den See überspannt, analysiert werden.

4.1 Erhebung der Daten

Zur Erhebung der Daten wurden zwei Expeditionen zum Issyk-Kul durchgeführt. Da in den kalten Wintermonaten aktive konvektive Mischung vermutet wird, fand eine Expedition im März statt. Die zweite Expedition wurde während der vermuteten maximalen Stratifikation der Wassersäule, im August durchgeführt. Mit dem Forschungsschiff MVLTUR konnte jeweils ein umfangreiches Raster an Messstationen angefahren werden (siehe Anhang A). An jeder Messstation wurde mit einer Seabird SBE 9 CTD-Sonde die vertikale Wassersäule bemessen. Die Seabird SBE 9 CTD-Sonde kann *in-situ* mit einer Frequenz von 24 Hertz 5 verschiedene physikalische Parameter gleichzeitig messen. Die Sonde wurde an jeder Messstation auf den Grund des Issyk-Kul abgesenkt. So konnten hoch aufgelöste Profile der messbaren Parameter erstellt werden. Folgende physikalische Parameter können von der Seabird SBE 9 CTD-Sonde *in-situ* gemessen werden:

- Druck p [dbar]
- Temperatur T [°C]
- elektrische Leitfähigkeit C [mS/cm²]
- gelöster Sauerstoffgehalt [mg/l]
- Licht-Transmission [%]

Anhand der direkt gemessenen Parameter können weitere physikalische Größen berechnet werden. Berechnete Parameter, sowie direkt gemessene Charakteristika können eine Wassersäule detailliert beschreiben. Folgende weitere Parameter lassen sich aus den gemessenen Größen berechnen:

- Tiefe [m]
- Potentielle Temperatur [°C]
- Salinität S [g/kg] oder [‰]
- *In-situ* Sigma [kg/m³]

- Potentielles Sigma [kg/m³]
- Quasi Sigma [kg/m³]
- Ausdehnungskoeffizient α [1/°C]
- Haliner Kontraktionskoeffizient β [kg/g]
- Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 [1/s²]
- Temperaturteil der Brunt-Väisälä-Frequenz N_T^2 [1/s²]
- Salinitätsteil der Brunt-Väisälä-Frequenz N_S^2 [1/s²]

Die Berechnungen der verschiedenen physikalischen Grössen sind in der Literatur detailliert diskutiert und im Kapitel 5 zusammengefasst. Zudem konnte auf Matlab-Algorithmen zurückgegriffen werden, die schon in früheren Projekten angewendet wurden. Die Berechnung der Salinität anhand der elektrischen Leitfähigkeit ist in Kapitel 6 detailliert beschrieben.

Die Rohdaten der CTD-Messungen wurden nach jeder Messung direkt auf einen Laptop gespeichert. An der EAWAG in Dübendorf wurden die restlichen physikalischen Parameter berechnet. Zur Analyse der Daten bewährten sich vor allem zwei Methoden:

- Grafische Darstellung der vier Hauptcharakteristika einer Wassersäule: Temperatur, Salinität, Licht-Transmission und gelöster Sauerstoff. Die vier Charakteristika wurden gegenüber der Tiefe simultan in einer Abbildung dargestellt. Sämtliche Messprofile wurden mit der gleichen Skaleneinheit dargestellt, damit ein Vergleich zwischen den Messstationen möglich ist. Dadurch konnte ein Überblick über die gesamten Daten erlangt werden.
- Sämtliche gemessenen und berechneten physikalischen Daten wurden mit Matlab bearbeitet. Dadurch konnten detaillierte, numerische Analysen einzelner und mehrerer Messpunkte durchgeführt werden.

Mit einem GPS-Gerät wurden der Breiten- und der Längengrad der geographischen Position jeder Messstation bestimmt. Die geographische Position wurde anschliessend in *Universal Transverse Mercator Koordinaten* (UTM) umgerechnet. UTM-Koordinaten haben den Vorteil, dass ein Gebiet rechtwinklig dargestellt werden kann. Diese Art der Darstellung ist notwendig, wenn man die Messdaten verschiedener Stationen im Raum horizontal interpolieren will.

5 Physikalische Grundlagen

Folgende Physikalische Grundlagen wurden angewandt, um die Rohdaten der CTD-Messungen zu analysieren.

5.1 Stabilität der Wasserschichtung

Eine Wassersäule ist dann stabil, wenn ein Wasserpaket, das isentropisch (ohne Stoff- und Wärmeaustausch) vertikal aus seiner Gleichgewichtslage verschoben wird, immer eine rücktreibende Kraft in Richtung der Ausgangslage erfährt. Deshalb muss gelten:

$$\left(\frac{d\rho}{dz}\right)_{isen} - \frac{d\rho}{dz}\Big|_{in-situ} > 0 \quad \text{Gl. 1}$$

ρ : Dichte des Wasserpakets [kg/m³]

z : Tiefe [m]

Wird ein Wasserpaket in einer stabilen Wassersäule aus seiner Gleichgewichtslage ausgelenkt, beginnt es wegen der rücktreibenden Kraft um seine Gleichgewichtslage zu oszillieren. Die Kreisfrequenz, mit welcher das Wasserpaket um seine Gleichgewichtslage oszilliert, wird Brunt-Väisälä-Frequenz N genannt. Sie wird wie folgt berechnet:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \left[\left(\frac{d\rho}{dz}\right)_{isen} - \frac{d\rho}{dz} \right] = g \left[\alpha \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma \right) - \beta \frac{dS}{dz} \right] = g \left[\tilde{\alpha} \frac{d\Theta}{dz} - \tilde{\beta} \frac{dS}{dz} \right] \quad \text{Gl. 2}$$

g : Erdbeschleunigung

$\alpha(T,p)$: Thermischer Ausdehnungskoeffizient

S : Salinität

T : Temperatur

β : Einfluss von Wasserinhaltsstoffen auf die Dichte von reinem Wasser (thermohaliner Expansionskoeffizient)

$\Gamma(T,S,p)$: adiabatischer Temperaturgradient (*lapse rate*)

Der adiabatische Temperaturgradient beschreibt die Temperaturänderung die ein Wasserpaket erfährt, wenn es adiabatisch in eine andere Tiefe bewegt wird. Falls kein Wärmeaustausch stattfindet, ist die mit dem Druck verknüpfte *in-situ* Temperaturveränderung gegeben durch folgende Gleichung:

$$\Gamma = \frac{\alpha g T^*}{c_p} = - \left(\frac{dT}{dz} \right)_{isen} \quad \text{Gl. 3}$$

g: Erdbeschleunigung

T^* : *in-situ* Temperatur in Kelvin

c_p : Wärmekapazität von Wasser; Bem.: $c_p(p=0, T=273,15^\circ)=4217.4 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$

Die Stabilitätsbedingungen können wie folgt definiert werden:

$N^2 > 0$ Stabile Wassersäule

$N^2 < 0$ instabile Wassersäule

$N^2 = 0$ neutral geschichtete Wassersäule

Temperatureffekte und Salinitätseffekte lassen sich separat berechnen:

$$N_T^2 = g \left[\alpha \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma \right) \right] \quad \text{Gl. 4}$$

$$N_S^2 = -g\beta \frac{dS}{dz} \quad \text{Gl. 5}$$

Bei der Analyse der Brunt-Väisälä-Frequenz muss darauf geachtet werden, über welche räumlichen Tiefenabstände N^2 durch Mittelwertbildung bestimmt wurde. Wird N^2 über kleine Abstände berechnet, so können Turbulenzen oder scheinbare Ungenauigkeit der Messsonde zu lokalen Instabilitäten führen.

5.2 Potentielle Temperatur

Wird ein Wasserpaket aus der Tiefe an die Oberfläche geholt, dehnt es sich aus und leistet Arbeit gegen den äusseren Druck p . Als Folge davon kühlt es sich ab. Die potentielle Temperatur $\Theta(z, z_0)$ ist die Temperatur des aus der Tiefe z stammenden Wasserpakets, nachdem es isentropisch in die Tiefe z_0 gebracht worden ist. In dieser Arbeit bezieht sich die potentielle Temperatur immer auf die Wasseroberfläche ($z_0=0$). Sie wird wie folgt berechnet:

$$\Theta(z, z_0) = T(z) - \int_z^{z_0} \Gamma dz \quad \text{Gl. 6}$$

Bemerkung: z ist immer positive nach oben

Um Temperaturen aus verschiedenen Tiefen zu vergleichen, müssen daher immer die potentiellen Temperaturen betrachtet werden.

5.3 *In-situ* Dichte

Die *in-situ* Dichte kann für Meerwasser anhand der UNESCO-Zustandsgleichung berechnet werden [6]. Um jedoch die Dichte des Issyk-Kul-Wassers zu bestimmen, muss die UNESCO-

Zustandsgleichung korrigiert werden. Dazu wurde der gleiche Ansatz angewandt, den Peeters et.al. [7] schon am Kaspischen Meer gebraucht haben:

$$\rho_{Issyk-Kul} = \rho_{UNESCO}(T, 0, p) + f_c (\rho_{UNESCO}(T, S, p) - \rho_{UNESCO}(T, 0, p)) \quad \text{Gl. 7}$$

$\rho_{Issyk-Kul}$: Effektive Dichte des Issyk-Kul-Wassers

ρ_{UNESCO} : Nach der UNESCO-Formel berechnete Dichte

p : *In-situ* Druck minus Atmosphärendruck auf Seehöhe.

Die Berechnung des Korrekturfaktors f_c wird in Abschnitt 5.6 beschrieben.

5.4 Tiefe

Die Tiefe konnte durch die berechnete *in-situ* Dichte und dem gemessenen Druck berechnet werden. Es gilt folgende Formel:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = 9.81 \times \rho \quad \text{Gl. 8}$$

5.5 Potentielle und Quasi-Dichte

Die potentielle Dichte ist die Dichte, die ein Wasserpaket hätte, wenn es isentropisch in die Referenztiefe z_0 gebracht würde. In der Ozeanographie wird die potentielle Dichte $\rho_{pot}(z, z_0)$ oft gebraucht, um die Stabilität der Wassersäule zu analysieren. Sie wird anhand der potentiellen Temperatur berechnet:

$$\rho_{Issyk-Kul}^{pot} = \rho_{UNESCO}(\Theta, 0, p) + f_c (\rho_{UNESCO}(\Theta, S, p) - \rho_{UNESCO}(\Theta, 0, p)) \quad \text{Gl. 9}$$

Die potentielle Dichte ist eine Eigenschaft eines spezifischen Wasserpaketes. Um die gesamte Wassersäule zu charakterisieren wurde von Peeters et.al [8] die Quasi-Dichte eingeführt. Sie wird wie folgt berechnet:

$$\rho^{qua}(z, z_0) = \rho(z) - \int_z^{z_0} \Psi(z', z') dz' \quad \text{Gl. 10}$$

wobei $-(dp/dz)_{isen} = \Psi$ die adiabatische *lapse rate* der Dichte ist.

Die lokale adiabatische *lapse rate* der Dichte $\Psi(z', z')$ in Gleichung 10 bezieht sich auf die Umgebungsbedingungen der Tiefe z' . Dadurch kann die Stabilität der gesamten Wassersäule besser analysiert werden.

Während die potentielle Dichte eine Eigenschaft eines Wasserpaketes ist, hängt die Quasi-Dichte von der vertikalen Verteilung der potentiellen Temperatur, der Salinität und des Druckes in der Wassersäule ab. Die Quasi-Dichte eignet sich besser, um die lokale Stabilität

einer Wassersäule zu untersuchen, während die potentielle Dichte sich für Vergleiche von einzelnen Wasserpaketen besser eignet.

Oft wird auch die Dichte in Sigma-Einheiten angegeben:

$$\sigma = \rho - 1000 \text{ [kg/m}^3\text{]} \quad \text{Gl. 11}$$

5.6 Thermohaline Kontraktion β

Der Koeffizient der thermohalinen Kontraktion hängt von der Zusammensetzung der gelösten Stoffe des Wassers ab. Er ist wie folgt definiert:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad \text{Gl. 12}$$

Nun kann $\beta_{\text{Issyk-Kul}}$ nur berechnet werden, falls $\rho_{\text{Issyk-Kul}}$ bekannt ist. Es wurde deshalb zuerst ρ_{UNESCO} anhand der UNESCO-Zustandsgleichung berechnet. Ist ρ_{UNESCO} berechnet worden, kann mit Gleichung 12 β_{UNESCO} berechnet werden. Mit β_{UNESCO} und einer adäquaten Korrektur kann daraufhin $\beta_{\text{Issyk-Kul}}$ bestimmt werden.

Gleichung 12 kann durch Multiplikation mit $1/\rho_{\text{Issyk-Kul}}$ wie folgt geschrieben werden:

$$\beta_{\text{UNESCO}} \frac{\rho_{\text{UNESCO}}}{\rho_{\text{Issyk-Kul}}} = \frac{1}{\rho_{\text{Issyk-Kul}}} \frac{\partial \rho_{\text{UNESCO}}}{\partial S} \quad \text{Gl. 13}$$

In den meisten Gewässern deren Ionenzusammensetzung anders ist als die von Meerwasser, gilt jedoch:

$$\frac{d\rho_{\text{UNESCO}}}{dS} \neq \frac{\partial \rho_{\text{Issyk-Kul}}}{\partial S} \quad \text{Gl. 14}$$

Deshalb muss ein Korrekturfaktor in Gleichung 14 integriert werden, welcher als konstant angenommen werden kann [9]:

$$\frac{\partial \rho_{\text{UNESCO}}}{\partial S} = f_c \frac{\partial \rho_{\text{Issyk-Kul}}}{\partial S} \quad \text{Gl. 15}$$

Folglich kann $\beta_{\text{Issyk-Kul}}$ wie folgt berechnet werden:

$$\beta_{\text{Issyk-Kul}} = \beta_{\text{UNESCO}} f_c \quad \text{Gl. 16}$$

Der Korrekturterm f_c kann anhand der chemischen Zusammensetzung des Wassers bestimmt werden. Nach Peeters [10] muss für die Bestimmung von f_c die Dichte $\rho(T, S(c), p)$ einer Wasserprobe bei 25 [°C] und 1 [atm] Druck bekannt sein. Anhand der bestimmten Dichte und der UNESCO-Gleichung kann f_c wie folgt berechnet werden:

$$f_c = \frac{\rho_{Issyk-Kul}(25, S, 0) - \rho_{UNESCO}(25, 0, 0)}{\rho_{UNESCO}(25, S, 0) - \rho_{UNESCO}(25, 0, 0)} = \frac{\rho_{Issyk-Kul}(25, C, 0) - \rho_{UNESCO}(25, 0, 0)}{\rho_{UNESCO}(25, C, 0) - \rho_{UNESCO}(25, 0, 0)}$$

Gl. 17

S: Salinität

C: Leitfähigkeit

Für den Issyk-Kul beträgt f_c : 1.0764

5.7 Thermische Expansivität

Der Koeffizient der thermischen Expansion α beschreibt den Einfluss der Temperaturänderung auf die Dichte. Er ist wie folgt definiert:

$$\alpha = -\frac{1}{\rho(T, S, p)} \frac{\partial \rho(T, S, p)}{\partial T} \quad \text{Gl. 18}$$

Dazu gibt es ebenfalls einen empirischen UNESCO-Algorithmus, welcher im Anhang H beschrieben ist. α_{UNESCO} muss ebenfalls für das Issyk-Kul-Wasser korrigiert werden. Dazu wurde der gleiche Ansatz, den Peeters et. al. [7] am Kaspischen Meer verwendeten, angewandt:

$$\alpha_{Issyk-Kul} = \frac{\rho_{UNESCO}(T, 0, p)(1 - f_c)\alpha_{UNESCO}(T, 0, p) + f_c\rho_{UNESCO}(T, S, p)\alpha_{UNESCO}(T, S, p)}{\rho_{Issyk-Kul}(T, S, p, f_c)}$$

Gl. 19

6 Kalibrierung der Salinitätsbestimmung

Die Salinität ist ein wichtiger Faktor bei der Berechnung der Dichte eines Wasserpakets. Wie in Kapitel 7 diskutiert wird, trägt sie massgeblich zur konvektiven Mischung des Issyk-Kul bei. Es ist deshalb wichtig, die vertikale Salinitätsverteilung präzise zu bestimmen. Die Salinität direkt zu messen, ist jedoch schwierig und aufwendig. Sie wird deshalb indirekt anhand der elektrischen Leitfähigkeit, der Temperatur und des Druckes bestimmt. Abgesehen davon, dass die Salinität die Dichte des Wassers beeinflusst, ist sie ebenfalls ein wichtiger Indikator für Strukturen aller Art in einer Wassersäule (siehe Kapitel 7).

Die Salinität S eines Gewässers wird durch eine dimensionslose Zahl angegeben. Sie ist durch die totale Masse aller gelösten Festkörper pro Einheitsmasse des Lösungsmittels definiert. Um sie zu bestimmen, müsste ein Wasserpaket auf sämtliche chemischen Komponenten hin untersucht werden.

$$S = \frac{1}{\rho} \sum_i M_i C_i \quad [\text{‰}] \text{ oder } [\text{g/kg}] \quad \text{Gl. 20}$$

In Gleichung 20 ist ρ die Wasserdichte [kg/m^3], M_i die molare Masse [g/mol] und c_i die molare Konzentration [mol/m^3] der Ionenart [11].

Da die elektrische Leitfähigkeit auch von der Konzentration der gelösten Ladungsträger abhängt, wird die Salinität in der Regel aus der direkt messbaren Leitfähigkeit bestimmt. Dazu müssen zwei wesentliche Voraussetzungen in einem Gewässer erfüllt sein. Erstens müssen die relativen Verhältnisse der wichtigsten Ionen im gesamten Gewässer konstant sein. Zweitens muss die Leitfähigkeit alle gelösten Festkörper repräsentieren [12], d.h. alle Ionen müssen effektiv zur elektrischen Leitfähigkeit beitragen. Es dürften deshalb keine ungeladene Ionen wie z.B. CO_2 , CH_4 , H_2S oder Ionenkomplexe wie z.B. $(\text{Na}^+\text{Cl}^-)_{\text{aq}}$ vorhanden sein. Wird der Effekt des gelösten O_2 vernachlässigt, können beide Voraussetzungen für das offene Wasser des Issyk-Kul als erfüllt angenommen werden.

6.1 Bestimmung der Salinität aus Leitfähigkeitsdaten

Definition und Berechnung der Salinität sind seit Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts intensiv diskutiert worden [13]. Insbesondere die Bestimmung der Salinität aus *in-situ* CTD-Messungen ist in der Vergangenheit oft untersucht worden. Ein konsistentes Set von Algorithmen zur Auswertung von Messdaten wurde 1978 von Perkin und Lewis erstellt [14]. Die Algorithmen basieren auf der *Practical salinity scale 78* (PSS-78), welche die Salinität durch das Verhältnis der gemessenen Leitfähigkeit zur Leitfähigkeit einer normierten KCl-Lösung definiert [6]. Die UNESCO-Algorithmen sind heutzutage international anerkannt und können auf Gewässer, deren Hauptionenkomposition aus Natriumchlorid besteht, angewendet werden.

6.1.1 Die UNESCO-Algorithmen

Die elektrische Leitfähigkeit C eines Wasserpaketes ist eine Funktion der Temperatur, des Druckes und der Salinität. Nach der PSS-78 wird das Leitfähigkeitsverhältnis wie folgt definiert [6]:

$$R = \frac{C(S, T, p)}{C(35, 15, 0)} \quad \text{Gl. 21}$$

wobei T die *in-situ* Temperatur [$^{\circ}\text{C}$], p der hydrostatische Druck [dbar] und S die Salinität [g/kg] ist.

Da die verwendete CTD-Sonde (Seabird SBE 9) absolute Leitfähigkeiten aufzeichnet, muss R mit Gleichung 21 berechnet werden. Als Referenzleitfähigkeit $C(35, 15, 0)$ wird die Leitfähigkeit einer Referenzlösung verwendet, die 32.4356 [g] Kaliumchlorid (KCl) enthält [6]. Die Referenzleitfähigkeit wird bei 15 Grad Celsius und 1 Atmosphäre gemessen. Culkin hat sie experimentell bestimmt:

$$C(35, 15, 0) = 42.9140 \text{ [mS/cm] [15].}$$

Die UNESCO-Formel beruht auf der heuristischen Annahme, dass R in drei Terme separiert werden kann. Es wird dabei angenommen, dass Druckeffekt und Temperatureffekt durch separate Terme korrigiert werden können. So können Druckeffekte durch den Druckterm R_p und Temperatureffekte durch den Temperaturterm r_t separat bestimmt werden. In einem weiteren Term R_t werden Effekte der Ionenkonzentration berücksichtigt. Die Multiplikation der drei Terme ergibt das Leitfähigkeitsverhältnis R .

$$R = R_p \times R_t \times r_t \quad \text{Gl. 22}$$

wobei

$$R_p = 1 + \frac{p(e_1 + e_2 p + e_3 p^2)}{1 + d_1 T + d_2 T^2 + (d_3 + d_4 T) R} \quad \text{Gl. 23}$$

$$r_t = c_0 + c_1 T + c_2 T^2 + c_3 T^3 + c_4 T^4 \quad \text{Gl. 24}$$

Durch Umformung der Gleichung 23 kann R_t anhand von R , R_p und r_t bestimmt werden:

$$R_t = \frac{R}{(R_p r_t)} \quad \text{Gl. 25}$$

Da R , R_p sowie r_t mit CTD-Daten bestimmt werden können, wird die Salinität durch ein Polynom berechnet, welches nur von R_t abhängig ist:

$$S_{UNESCO} = a_0 + a_1 R_t^{1/2} + a_2 R_t + a_3 R_t^{3/2} + a_4 R_t^2 + a_5 R_t^{5/2} + \Delta S \quad \text{Gl. 26}$$

$$\Delta S = \frac{(T - 15)}{1 + k(T - 15)} (b_0 + b_1 R_t^{1/2} + b_2 R_t + b_3 R_t^{3/2} + b_4 R_t^2 + b_5 R_t^{5/2}) \quad \text{Gl. 27}$$

Für Gewässer, in denen die dominierenden Ionen aus Natriumchlorid bestehen, sind die Koeffizienten (a_i , b_i , c_i , d_i und e_i) für Gleichung 23 bis 27 von Perkin und Lewis experimentell bestimmt worden [14]. Sie sind für Temperaturen von -2 bis 35 Grad Celsius und Salinitäten zwischen 2 und 42 [g/kg] gültig.

a_0	0.008	b_0	0.0005	c_0	0.6766097	d_1	$3.426 \cdot 10^{-2}$	e_1	$2.07 \cdot 10^{-5}$
a_1	-0.1692	b_1	-0.0056	c_1	$2.00564 \cdot 10^{-2}$	d_2	$4.464 \cdot 10^{-4}$	e_2	$-6.37 \cdot 10^{-10}$
a_2	25.3851	b_2	-0.0066	c_2	$1.104259 \cdot 10^{-4}$	d_3	$4.215 \cdot 10^{-1}$	e_3	$3.989 \cdot 10^{-15}$
a_3	14.0941	b_3	-0.0375	c_3	$-6.9698 \cdot 10^{-7}$	d_4	$-3.107 \cdot 10^{-3}$		
a_4	-7.0261	b_4	0.0636	c_4	$1.0031 \cdot 10^{-9}$				
a_5	2.7081	b_5	-0.0144					k	0.0162

Tabelle 1: Koeffizienten für Meerwasser nach Perkin [6]

Ob sich die UNESCO-Kalibrierung für den Issyk-Kul sinnvoll anwenden lässt, kann durch den Vergleich der aus der Leitfähigkeit berechneten Salinitäten und der chemisch bestimmten Salinitäten festgestellt werden. Dazu wurden Eichmessungen durchgeführt, in welchen die elektrische Leitfähigkeit homogener Wasserproben bei variierender Temperatur und Druck gemessen wurde.

6.1.2 Temperatur-Eichmessungen

Mit den Temperatur-Eichmessungen sollte die Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeitsmessung untersucht werden. Wird die CTD-Sonde mit einem Plastikschauch kurzgeschlossen, kann ständig das gleiche Wasser durch die Sonde gepumpt werden. Mit der Sonde kann nun bei variierenden äusseren Temperaturen immer das gleiche Wasser gemessen werden. Dadurch kann die Leitfähigkeit bei konstantem Atmosphärendruck und variierender Temperatur gemessen und somit der Temperatureffekt untersucht werden. Um die Temperaturabhängigkeit über die gesamte Temperaturspanne festzustellen, wurden die Temperatur-Eichmessungen im Kühlraum der EAWAG durchgeführt. Durch graduelles Abkühlen der Wasserproben des Issyk-Kul konnte die elektrische Leitfähigkeit der Proben bei Temperaturen zwischen 22 [°C] und etwa 0 [°C] gemessen werden.

Durch chemische Analysen lässt sich die Salinität einer Wasserprobe nur auf etwa 1% des absoluten Wertes genau bestimmen [16]. Wird hingegen eine Wasserprobe verdünnt, kann die Salinität der verdünnten Probe, relativ zur Salinität der ursprünglichen Wasserprobe, 60 mal genauer bestimmt werden. Zu diesem Zweck wurde Mischwasser der März-Station 3 (aus 450 , 500 , und 550 [m] Tiefe) mit destilliertem Wasser verdünnt. Mit einer Präzisionswaage (Messfehler = 0.05 [g]) wurden 475 [g] des Mischwassers der Station 3 und 25 [g] destilliertes Wasser eingewogen. Durch Mischen der Wassermassen konnte eine 95 [gew.-%] Issyk-Kul-

Wasserprobe erstellt werden. Analog wurden eine 90 [gew.-%], und eine 85 [gew.-%] Issyk-Kul-Wasserprobe erstellt. Für jede Wasserprobe wurde eine Temperatur-Eichmessung durchgeführt. Für die unverdünnte Wasserprobe wurde eine chemisch bestimmte Salinität von 6 [‰] [1] angenommen. Die Salinitäten in der Verdünnungsreihe können anhand der chemisch bestimmten Salinität der 100 [‰] Wasserprobe einfach bestimmt werden. Für die restlichen verdünnten Wasserproben können die Salinitäten von 5.7000 [‰] ($\Gamma 8.3 \cdot 10^{-4}$ [‰]), 5.4000 [‰] ($\Gamma 8.1 \cdot 10^{-4}$ [‰]) und 5.1000 [‰] ($\Gamma 7.9 \cdot 10^{-4}$ [‰]) angenommen werden (siehe Anhang B für Rechnungen).

6.1.3 Druck-Eichmessungen

Die Druckabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit wurde mit Druck-Eichmessungen untersucht. Wiederum kann durch Kurzschliessen der Sonde beliebig lange das gleiche Wasser bei variierenden äusseren Zuständen durch die Sonde gepumpt werden. Um einen Druckeffekt zu beobachten, muss der äussere Druck auf die Sonde variiert werden. Deshalb wurde die mit einer Wasserprobe gefüllte, kurzgeschlossene Sonde auf den Grund des Issyk-Kul abgesenkt. So konnte die elektrische Leitfähigkeit einer Wasserprobe bei variierendem Druck gemessen werden.

Bei jeder Druck-Eichmessung kann die Leitfähigkeit bei der Abwärtsfahrt und der Aufwärtsfahrt gemessen werden. Dabei ist zu beachten, dass bei der Abwärtsfahrt die Temperatur stärker variiert. Sonde sowie Wasserprobe haben nämlich eine Anfangstemperatur, welche der Lufttemperatur des jeweiligen Messtages entspricht. Bei der Abwärtsfahrt werden Sonde und Wasserprobe von Lufttemperatur auf Tiefenwassertemperatur abgekühlt. Bei der Aufwärtsfahrt variiert die Temperatur weniger, da Sonde und Wasserprobe die Wassertemperatur des Tiefenwassers angenommen haben.

Variiert die Temperatur während der Druck-Eichmessung, kann eine Änderung der Leitfähigkeit nicht ausschliesslich auf die Druckvariation zurückgeführt werden. Deshalb wurde versucht, während der Druck-Eichmessungen die Temperatur so konstant wie möglich zu halten. Dazu wurde die Sonde vor jeder Messung im kalten Tiefenwasser 5 Minuten lang abgekühlt, so dass bei der Aufwärtsfahrt Leitfähigkeiten unter variierenden Druckzuständen und bei möglichst kleiner Temperaturvariation gemessen werden konnten.

Um möglichst grosse Druckvariationen zu messen, wurden die Druck-Eichmessungen jeweils an der tiefsten Stelle (Station 3: 77°8' N, 42°24' O) des Sees gemacht. Während der beiden Exkursionen zum Issyk-Kul im März 2001 und August 2001 wurden jeweils zwei Druck-Eichmessungen durchgeführt. Dabei wurden Wasserproben aus unterschiedlichen Tiefen des Issyk-Kul verwendet.

6.1.4 Verifizierung der UNESCO-Kalibrierung

Da bei den Eichmessungen ständig das gleiche Wasser durch die Sonde gepumpt wird, müsste eine ideale Kalibrierung konstante Salinitäten ergeben. Ebenfalls sollte die Salinität nahe dem chemisch bestimmten Wert von 6 [g/kg] [1] liegen. In Abbildung 3 sind die, mit den UNESCO-Algorithmen berechneten, Salinitätsprofile zweier Eichmessungen abgebildet.

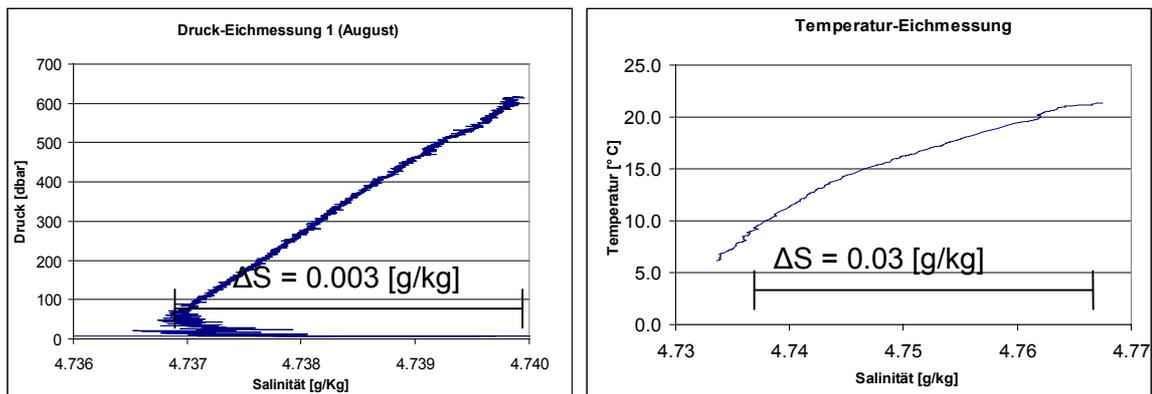


Abbildung 3: Mit Perkin's Koeffizienten berechnete Salinität

Aus Abbildung 3 geht hervor, dass die UNESCO-Algorithmen weder den Druckeffekt noch den Temperatureffekt adäquat korrigieren. Die absolute Variation der Salinität beträgt in den Druck-Eichmessungen etwa 0.003 [g/kg] und in den Temperatur-Eichmessungen sogar über 0.03 [g/kg]. Zudem kann eine deutliche Abweichung von der chemisch bestimmten Salinität festgestellt werden.

Perkin's Koeffizienten gelten für Gewässer, deren Hauptionen aus Natriumchlorid gebildet werden. Chemische Analysen zeigen jedoch, dass die mengenmässig wichtigsten Ionen im Issyk-Kul folgende sind: Sulfat, Natrium, Kalium und Chlorid [1].

Der Effekt der Temperatur auf die elektrische Leitfähigkeit ist nicht für alle Ionen der Gleiche. Dies ist auf die unterschiedliche Temperaturabhängigkeit der Aktivitätskoeffizienten zurückzuführen. Deshalb dürfte die chemische Zusammensetzung des Issyk-Kul für die absolute Abweichung und die Variation der, nach der UNESCO-Formel berechneten, Salinität verantwortlich gemacht werden. Zudem kann angenommen werden, dass die verwendete CTD-Sonde andere Messeigenschaften hat als die Messinstrumente, die Perkin verwendete, und deshalb anders auf Druck- und Temperaturvariationen reagiert.

Chemische Eigenschaften des Issyk-Kul sowie spezifische Sondereigenschaften müssen bei der Berechnung der Salinität berücksichtigt werden. Eine Korrektur der UNESCO-Formel oder die experimentelle Neubestimmung der Koeffizienten für Issyk-Kul-Wasser ist deshalb notwendig. Nur so können Gradienten, Stabilität der Wassersäule, Strukturen und absolute Salinitäten anhand der Leitfähigkeit adäquat bestimmt werden.

Als Basis für die Bestimmung der Kalibrierungs-Algorithmen eignen sich die Eichmessungen, anhand welchen Temperatur- und Druckeffekte separat und quantitativ untersucht werden können. Der heuristische Separationsansatz, der schon in der UNESCO-Formel gebraucht wurde, wird also auch in einer neuen Kalibrierung angewendet.

6.1.5 UNESCO-Formel mit externer Korrektur

Die mit der UNESCO-Formel berechneten Salinitäten variieren absolut im Druckversuch um ungefähr 0.003 [g/kg] und im Temperaturversuch um etwa 0.03 [g/kg]. Die relative Variation ($\Delta S/S$) beträgt folglich 0.5 [%], beziehungsweise 0.05 [%]. Bei idealer Korrektur sollten

chemisch bestimmte und berechnete Salinitäten übereinstimmen. Die absoluten Werte der Salinität weichen hingegen über 20 [%] von den chemisch bestimmten Salinitäten ab. Primär muss deshalb die absolute Abweichung korrigiert werden. Deshalb wurde eine externe Korrektur der UNESCO-Formel in Betracht gezogen. Die UNESCO-Formel (mit Perkin's Koeffizienten) wurde dazu durch zusätzliche externe Terme korrigiert.

In einem ersten Schritt wurde die Temperaturabhängigkeit analysiert. Dazu wurden für die Temperatur-Eichmessungen die Salinitäten mit der UNESCO-Formel (mit Perkin's Koeffizienten) berechnet. Dabei wurde der Druckterm R_p nicht berücksichtigt, da er bei Druck 0 entfällt.

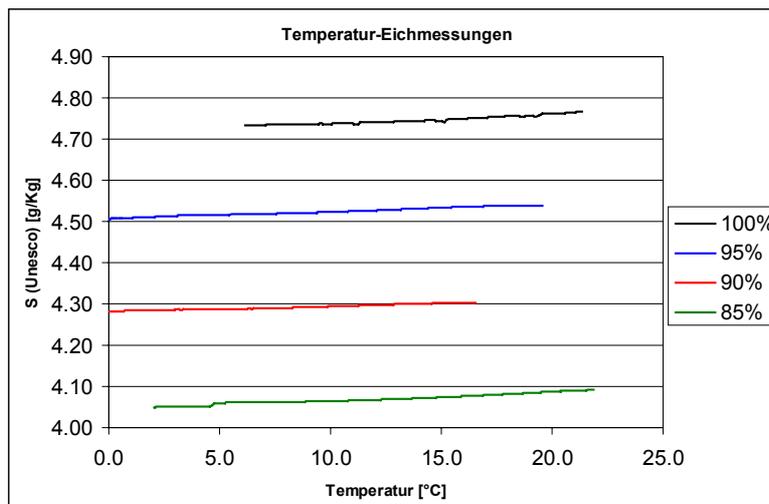


Abbildung 4: Korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen

Wie aus Abbildung 4 hervorgeht, weisen die berechneten Salinitäten für alle 4 Konzentrationen eine ähnliche Temperaturabhängigkeit auf. Bei einer Temperaturänderung von 14 [°C] beträgt die relative Variation ($\Delta S/S$) der Salinität in allen 4 Eichmessungen etwa 0.5 [%]. Um die Abweichung abzugleichen, wurde ein linearer Term von der UNESCO-Salinität S_{UNESCO} subtrahiert.

$$S_{Korr} = S_{UNESCO} - k_1 T \quad \text{Gl. 28}$$

Die absolute Abweichung der korrigierten Salinitäten S_{Korr} von den chemisch bestimmten Salinitäten sämtlicher Temperatur-Eichmessungen beträgt über 1.2 [g/kg]. Werden die korrigierten UNESCO-Salinitäten S_{Korr} mit den tatsächlichen Salinitäten der erstellten Verdünnungsreihe verglichen, so kann ein linearer Zusammenhang zwischen S_{UNESCO} und $S_{\text{chemisch bestimmt}}$ festgestellt werden (siehe Abbildung 5).

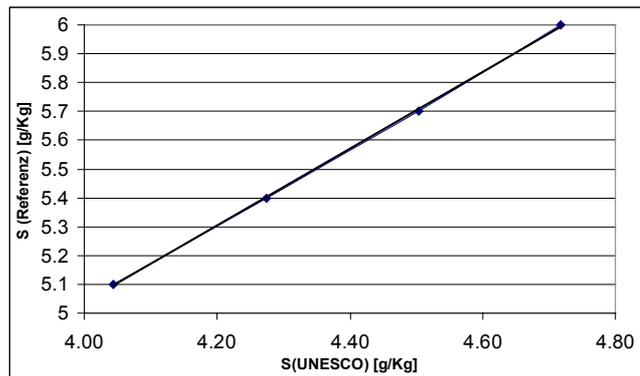


Abbildung 5: S_{UNESCO} und chemisch bestimmte S

Folglich kann die Abweichung ebenfalls linear korrigiert werden.

$$S_{Oberfläche} = k_2 S_{Korr} + k_3$$

Gl. 29

Die Salinitäten bei $P = 0$ können so mittels drei Parameter korrigiert werden. k_1 , k_2 und k_3 müssen mit der kleinsten quadratischen Abweichung an die tatsächlichen, chemisch bestimmten Salinitäten der Verdünnungsreihe angepasst werden. Dazu wurden für sämtliche Messpunkte der Temperatur-Eichmessungen die quadratischen Abweichungen von der chemisch bestimmten Salinität berechnet (siehe Anhang C1 für detaillierte Beschreibung der Anpassung). Anschliessend konnte der Mittelwert sämtlicher quadratischer Abweichungen für jede Eichkurve berechnet werden. Durch die Minimierung der Summe der vier Mittelwerte konnten die drei Parameter k_i bestimmt werden. Im Verfahren wurden nur Messpunkte in Abständen von $0.1 [^{\circ}C]$ berücksichtigt, um alle Bereiche der Eichkurve gleich stark zu gewichten. Ebenfalls wurden Unregelmässigkeiten in den Eichkurven, welche auf technische Probleme während der Messung zurückzuführen sind, aus den Eichkurven entfernt (siehe Abbildung 6).

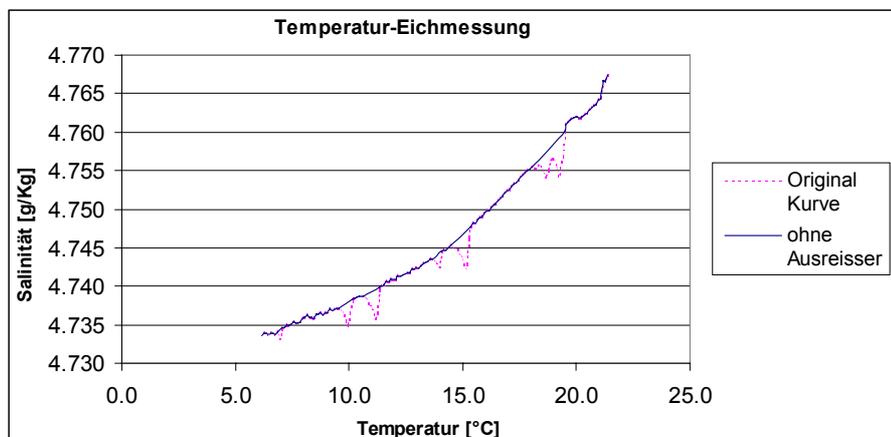


Abbildung 6: S_{UNESCO} der Temperatur-Eichmessung mit und ohne Ausreisser

Für die oben beschriebene Temperaturkorrektur wurde der Druck gleich 0 gesetzt, obwohl dieser während der Messungen um etwa 0.3 [dbar] variierte. Weiter wurde angenommen, dass die Temperaturabhängigkeit linear ist und nicht von der Konzentration abhängt. Wie in Abbildung 7 feststellbar ist, stimmen die absoluten korrigierten Salinitäten mit den tatsächlichen Werten der Verdünnungsreihe gut überein.

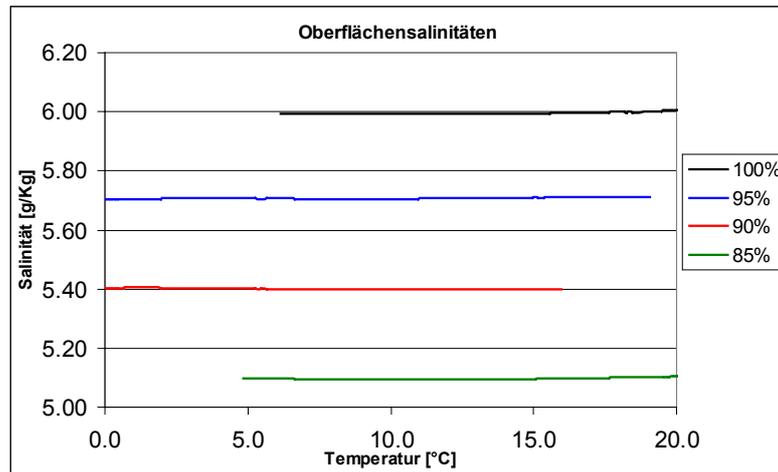


Abbildung 7: Mit Temperaturkorrektur berechnete Salinitäten bei Druck 0

Damit auch bei einem Druck von 600 [dbar] eine genaue Salinität berechnet werden kann, muss in einem zweiten Schritt eine Druckkorrektur durchgeführt werden. Die Oberflächensalinität wurde dazu mit einem neu bestimmten Druckterm multipliziert.

Mit den Druck-Eichmessungen kann die Druckabhängigkeit der Salinität untersucht werden. Bei der Analyse der Druckversuche stellte sich heraus, dass die Druckabhängigkeit wiederum von der Temperatur abhängt. Aus diesem Grund wurde in die Druckkorrektur eine weitere heuristische Temperaturkorrektur einbezogen. Dies ist auch in der UNESCO-Formel der Fall. Von mehreren Gleichungen stellte sich folgende als die Geeignetste heraus:

$$S_{in-situ} = S_{Oberfläche} \left[\underbrace{1 - (f_0 + f_1 p)}_{\text{Druckterm}} \times \underbrace{(1 + g_0 + g_1 T + g_2 T^2)}_{\text{einbezogene Temperaturkorrektur}} \right] \quad \text{Gl. 30}$$

Die druckabhängige Salinität muss durch f_i und g_i kalibriert werden. Die Druckparameter f_i und die Temperaturparameter g_i müssen dazu mit den vier Druck-Eichkurven bestimmt werden. Da die tatsächliche Salinität der verwendeten Wasserproben nicht bekannt war, wurden die Parameter an die mittlere berechnete Salinität jeder Eichkurve angepasst. Wiederum wurde dazu die Summe der Mittelwerte der quadratischen Abweichungen sämtlicher Messpunkte minimiert (siehe Anhang C1 für Details). Da sich durch Änderung eines Parameters die mittlere Salinität jeder Eichkurve ändert, handelt es sich um ein

iteratives Verfahren. Für bestimmte Werte der Parameter, divergiert die Salinität ins Unendliche. Um dies zu vermeiden müssen die Parameter eingegrenzt werden.

Es stellte sich dabei heraus, dass die Parameter an Eichmessungen mit möglichst kleinen Temperatureffekten angepasst werden sollten. Falls in den Eichmessungen ein zu starker Temperatureffekt vorhanden ist, wird der Temperaturterm in der Druckkorrektur dominant und der Druckeffekt kann nicht abgeglichen werden.

Unerwünschte Temperatureffekte wurden vermieden, indem die Parameter nur an Messungen in Tiefen unterhalb 200 [dbar] angepasst wurden. Um alle Zonen der Druck-Eichkurve gleich stark zu gewichten, wurden nur Messpunkte mit Druckabständen von 5 [dbar] berücksichtigt.

Als Eichkurven wurden jeweils nur die Aufwärtsfahrten der Druck-Eichmessungen verwendet, da diese eine kleinere Temperaturvariation aufweisen.

Um die externe Korrektur zu kontrollieren, wurde sie auf sämtliche Druck- und Temperaturversuche angewendet. Die korrigierten Salinitätsprofile der Eichmessungen sind in Abbildungen 8-11 dargestellt.

Generell kann festgestellt werden, dass die Druckeichmessungen eher konkave Formen haben, während die Temperatureichmessungen eher konvex sind. In der 95%Ik und 90%Ik-Temperatureichmessung kann eine Abnahme der Salinität bei höheren Temperaturen ausgemacht werden. Diese Abnahme ist vermutlich auf ungenaue Messungen der Leitfähigkeit am Anfang der Versuche zurückzuführen.

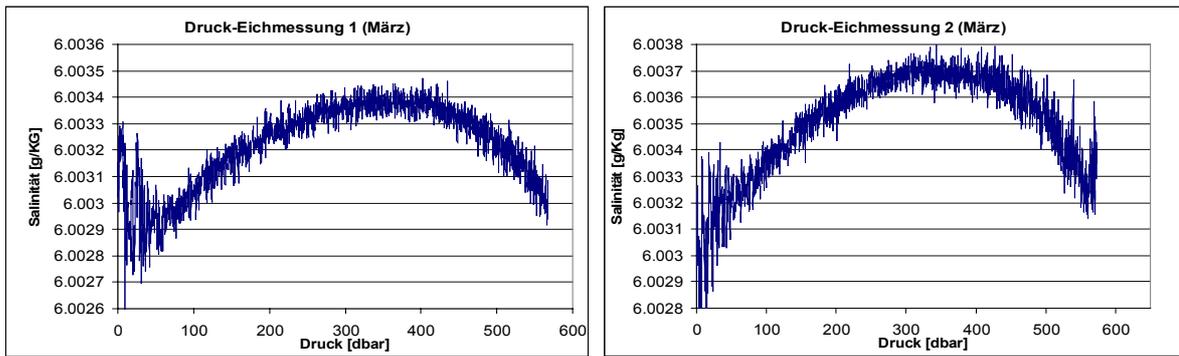


Abbildung 8: Extern korrigierte Salinitäten (Druck-Eichmessungen im März)

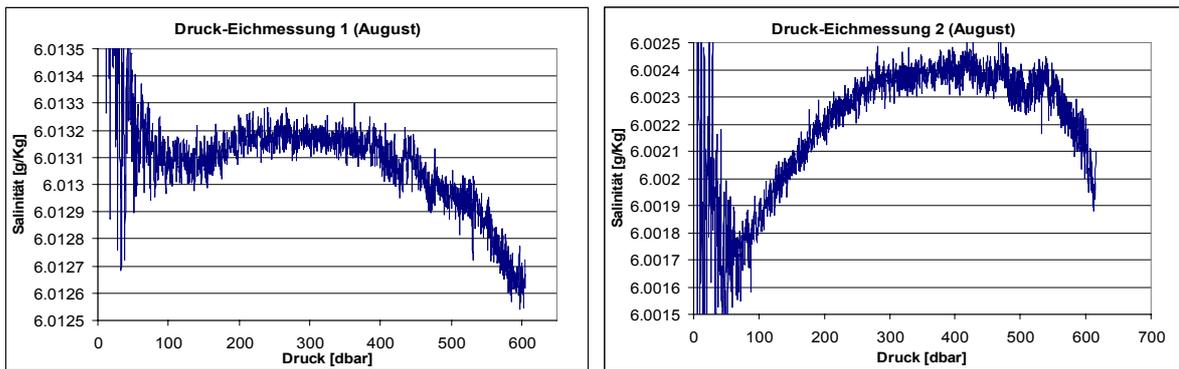


Abbildung 9: Extern korrigierte Salinitäten (Druck-Eichmessungen im August)

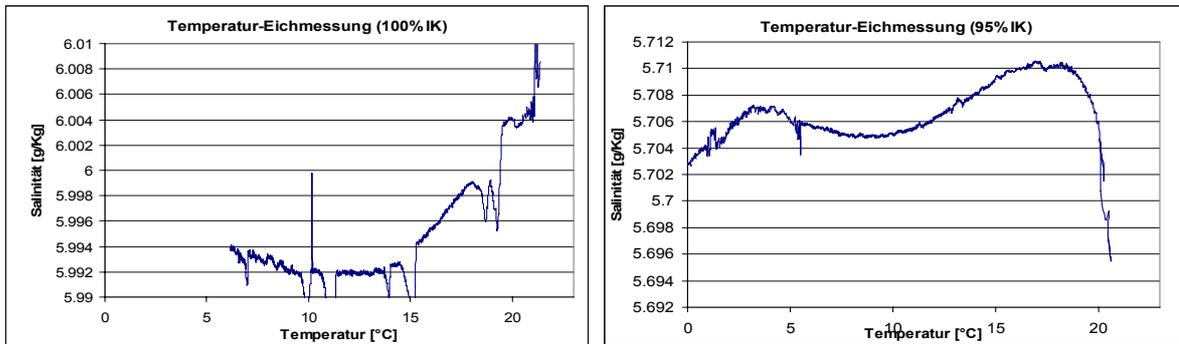


Abbildung 10: Extern korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen

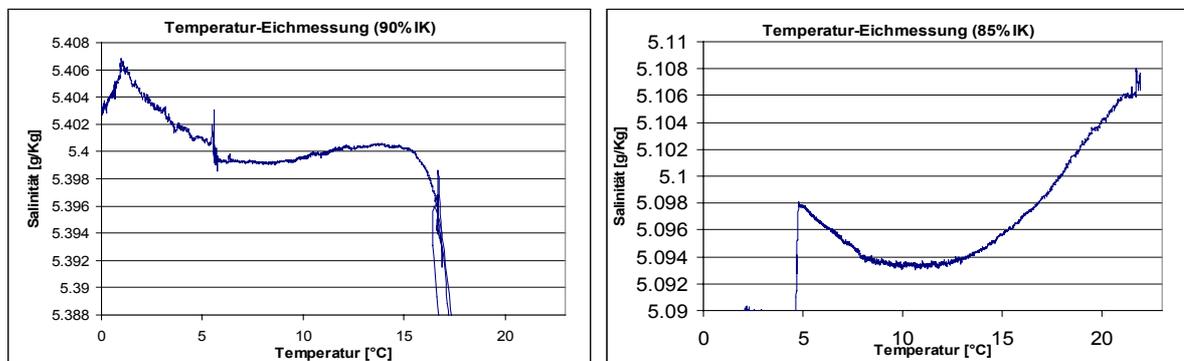


Abbildung 11: Extern korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen

Während in den Temperatur-Eichmessungen die Salinität relativ um weniger als 0.2 [%] ($\Delta S/S$) variiert, ist die relative Variation in den Druck-Eichmessungen über eine Druckänderung von über 600 [dbar] sogar kleiner als 0.01 [%] ($\Delta S/S$). Ab einem ΔT von etwa 1.5 [°C] ist die Temperatur der dominierende Effekt. Im Vergleich zum unkorrigierten UNESCO-Algorithmus konnte der Temperatureffekt durch die Korrektur um den Faktor 3 verringert werden (vgl. Abb. 3 und Abb. 9). Der Druckeffekt konnte sogar um den Faktor 6 verringert werden (vgl. Abb. 3 und Abb. 7). Zudem stimmen die berechneten Salinitäten mit den tatsächlichen Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen (relative Abweichung beträgt 0.2 [%]) gut überein.

In Tabelle 2 sind die experimentell bestimmten Koeffizienten der externen Korrektur aufgelistet.

k_1	$1.4943 \cdot 10^{-3}$	f_0	$4.2047 \cdot 10^{-6}$	g_0	$-8.6573 \cdot 10^{-11}$
k_2	1.3337	f_1	$1.9766 \cdot 10^{-5}$	g_1	$-2.6123 \cdot 10^{-7}$
k_3	$3.0714 \cdot 10^{-1}$			g_2	$-2.3940 \cdot 10^{-6}$

Tabelle 2: Koeffizienten der externen Korrektur

6.1.6 Anpassung der UNESCO-Parameter

Statt die UNESCO-Formel 'extern' zu korrigieren, können auch Perkin's Koeffizienten neu bestimmt werden. Als Grundlage dazu dienen die gleichen Eichkurven, auf welchen schon die externe Korrektur beruht. Durch Anwendung des heuristischen Separationsansatzes lassen sich die Koeffizienten der UNESCO-Formel in Druckparameter und Temperaturparameter gruppieren.

Im Druckterm R_p (siehe Gleichung 23) müssen die Druckparameter so bestimmt werden, dass sie den Druckeffekt korrigieren. Folglich müssen die Druckparameter d_i und e_i mit den Druck-Eichmessungen bestimmt werden.

Der Temperaturterm r_t hingegen korrigiert den Temperatureffekt. Entsprechend müssen die Koeffizienten c_i mit den Temperatur-Eichmessungen bestimmt werden. Die restlichen Parameter a_i und b_i müssen so angepasst werden, dass sie Effekte einer variierender Ionenkonzentration korrigieren. In der Verdünnungsreihe konnten vier Salinitäten mit einer Genauigkeit von 0.02 [%] bezüglich der chemisch festgestellten Salinität bestimmt werden. Die Parameter a_i und b_i sollten deshalb anhand der vier Temperatur-Eichmessungen bestimmt werden.

Für die Bestimmung der Parameter wurden in den Eichkurven wiederum nur Messpunkte mit einheitlichen Druckabständen (5 [dbar]), beziehungsweise Temperaturabständen (0.1 [°C]) berücksichtigt. Ebenfalls wurden Unregelmässigkeiten, wie z. B. Ausreisser, aus den Temperatur-Eichmessungen entfernt. Um unerwünschte Temperatureffekte zu vermeiden, wurden in den Druck-Eichmessungen nur Messpunkte tiefer als 200 [dbar] berücksichtigt.

Die explizite Anpassung des Druckterms R_p an die Druck-Eichmessungen ist wichtig. Wenn alle Parameter gleichzeitig an alle Eichmessungen angepasst werden, kann nicht kontrolliert werden, welche Effekte in welche Parameter einbezogen werden. Es kann dann dazu kommen, dass sämtliche Parameter nur an Temperatureffekte angepasst werden.

Zuerst wurden a_i , b_i , c_i und k_i anhand der Temperatur-Eichkurven bestimmt. Dazu wurden für sämtliche Messpunkte der Temperatur-Eichmessungen die quadratische Abweichung von der chemisch bestimmten Salinität berechnet (siehe Anhang C2). Dann wurde für jede Eichkurve der Mittelwert sämtlicher quadratischer Abweichungen berechnet. Durch die Minimierung der Summe der vier Mittelwerte konnten die Parameter (a_i , b_i , c_i und k) ermittelt werden.

Wiederum kann die Salinität ins Unendliche divergieren, falls die Parameter c_i gewisse Werte annehmen. Um dies zu verhindern mussten c_2 , c_3 und c_4 numerisch eingegrenzt werden. Da die Ergebnisse stark von den Ausgangswerten abhängen, wurden die Parameter zuerst einzeln, und dann nochmals zusammen angepasst.

Die Parameter der Druckkorrektur d_i und e_i wurden anhand der Druck-Eichmessungen bestimmt. Da die tatsächliche Salinität der verwendeten Wasserproben nicht bekannt war, wurden die Parameter an die mittlere berechnete Salinität jeder Eichkurve angepasst. Dazu wurde die Summe der mittleren quadratischen Abweichung von der mittleren Salinität minimiert. Da die berechnete mittlere Salinität jeder Eichkurve von den Druckparametern abhängt, handelt es sich wiederum um ein iteratives Verfahren. Um Divergenz zu vermeiden, wurden einige Parameter eingegrenzt.

In Tabelle 3 sind die experimentell bestimmten Koeffizienten aufgelistet.

a_0	$-3.3688 \cdot 10^{-1}$	b_0	$4.5867 \cdot 10^{-1}$	c_0	$6.766097 \cdot 10^{-1}$	d_1	$-3.516 \cdot 10^{-1}$	e_1	$1.777 \cdot 10^{-5}$
a_1	1.2445	b_1	-3.8378	c_1	$2.005640 \cdot 10^{-2}$	d_2	$-4.693 \cdot 10^{-3}$	e_2	$-1.967 \cdot 10^{-11}$
a_2	$2.7876 \cdot 10^1$	b_2	9.3237	c_2	$1.104355 \cdot 10^{-4}$	d_3	$6.188 \cdot 10^{-1}$	e_3	0
a_3	$2.1282 \cdot 10^1$	b_3	-3.8821	c_3	$-6.311915 \cdot 10^{-7}$	d_4	2.889		
a_4	-1.6378	b_4	-5.1411	c_4	$1.003100 \cdot 10^{-9}$				
a_5	6.0350	b_5	-4.1955	k	$5.7524 \cdot 10^{-3}$				

Tabelle 3: Spezifische Koeffizienten der UNESCO-Formel die für den Issyk-Kul gelten

Um die UNESCO-Formel mit den angepassten Koeffizienten zu kontrollieren, wurde sie auf sämtliche Eichmessungen angewendet. Die korrigierten Salinitätsprofile der Eichmessungen sind in Abbildungen 12-15 dargestellt.

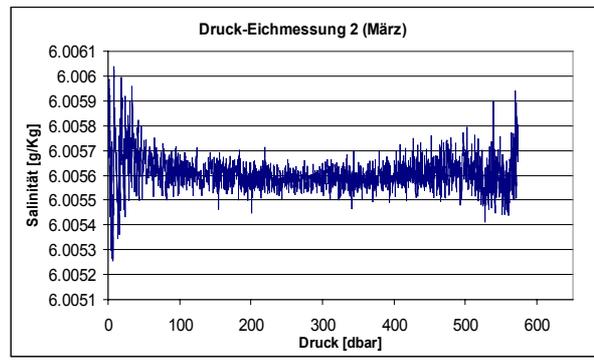
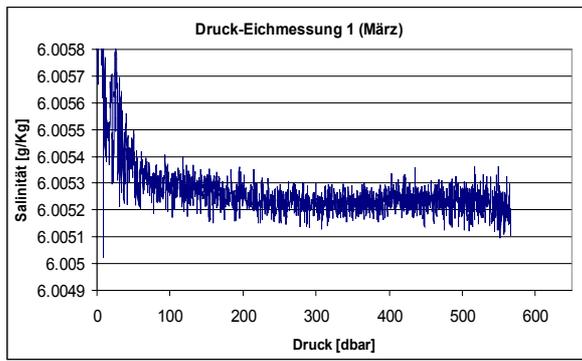


Abbildung 12: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Druck-Eichmessung im März)

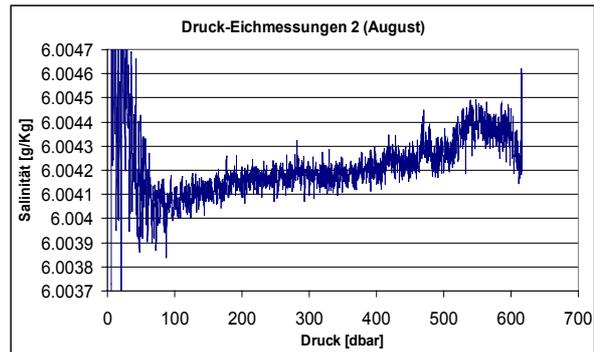
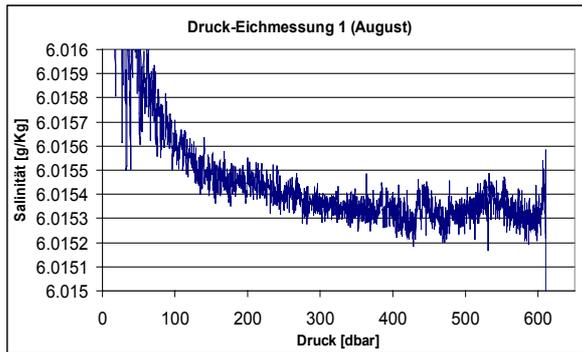


Abbildung 13: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Druck-Eichmessung im August)

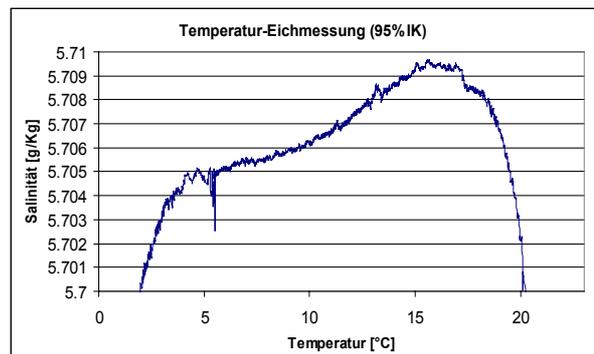
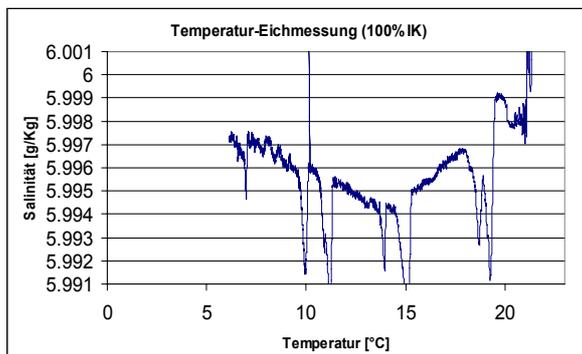


Abbildung 14: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Temperatur-Eichmessung)

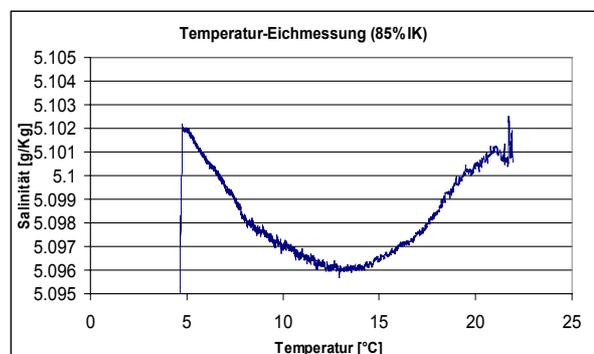
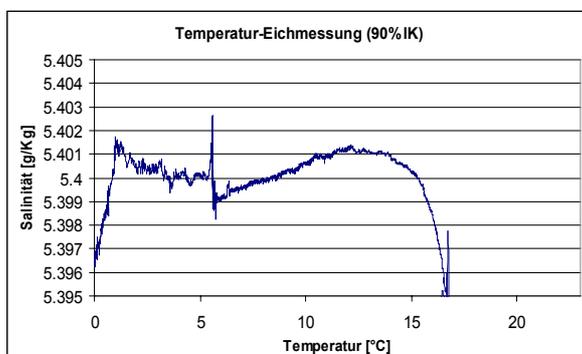


Abbildung 15: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Temperatur-Eichmessung)

6.2 Vergleich der Methoden

Um die richtige Korrektur zur Umrechnung der elektrischen Leitfähigkeit auf die Salinität zu ermitteln, müssen sowohl Konstanz, wie auch die Absolutwerte der beiden angewendeten Methoden verglichen werden. In Tabelle 4 sind relative Variationen und absoluten Salinitäten aufgeführt. Die Salinitätsvariation wurde für Druckwerte zwischen 100 [dbar] und 600 [dbar], und Temperaturen zwischen 5 [°C] und 15 [°C] ermittelt. Zur Bestimmung von Dichtegradienten und Unregelmässigkeiten der Salzprofile müssen vor allem die relativen Salinitäten innerhalb eines Profils genau bestimmt sein. Beide Methoden korrigieren die Temperaturabhängigkeit der Salinitätsbestimmung vergleichbar gut. Die Methode, bei der die Parameter der UNESCO-Formel neu angepasst wurden, korrigiert den Druckeffekt jedoch genauer als die 'externe' Korrektur der UNESCO-Formel. Deshalb wurde zur Berechnung der Salinität die Methode mit den angepassten Perkin's Koeffizienten angewandt.

In den Druck-Eichversuchen variiert die Salinität an der Oberfläche um etwa 0,001 [g/kg]. Dies kann akzeptiert werden, da die Ionenkonzentration an der Oberfläche stark variiert und daher typische Variationen der Salinität an der Oberfläche mehrere Zehntel [g/kg] betragen. In den Druck-Eichmessungen kann die erhöhte Variation nahe der Oberfläche auf die grossen Temperaturgradienten im Epilimnion zurückgeführt werden. Aus den CTD-Daten geht hervor, dass sich die Wassertemperatur unter 100 [m] auch im August nicht um mehr als 0.7 [°C] ändert. Deshalb können Salinitätsänderungen grösser als 0.0003 [g/kg] und unter 100 [m] Tiefe nicht von Druck- oder Temperatureffekt stammen. Sie sind entweder reell oder auf messtechnische Probleme der Sonde zurückzuführen.

	Variation im P- Versuch [g/kg]	Variation im T- Versuch [g/kg]	Absolute 100% S Issyk-Kul [g/kg]	Absolute 95% S Issyk-Kul [g/kg]	Absolute 90% S Issyk-Kul [g/kg]	Absolute 85% S Issyk-Kul [g/kg]
UNESCO	0.003	0.03	4.7	4.5	4.3	4.0
Externe Korr.	0.0007	0.006	6	5.7	5.4	5.1
Angep. Para.	0.0004	0.006	6	5.7	5.4	5.1

Tabelle 4 Vergleich der Kalibrierungs-Methoden

6.3 Drift der Sonde zwischen den Exkursionen

Die UNESCO-Formel wurde für Messinstrumente konzipiert, die direkt das Verhältnis der *in-situ* Leitfähigkeit zur Referenzleitfähigkeit messen [13]. Bedauerlicherweise konnten mit der verwendeten CTD-Sonde nur *in-situ* Leitfähigkeiten gemessen werden. Zudem wurde die Sonde nicht vor jeder Messung gegenüber Kaliumchlorid kalibriert. Es muss deshalb untersucht werden, wie beständig die CTD-Sonde die Leitfähigkeit über eine Zeit von fünf Monaten misst. Anhand der Druckversuche allein ist kein zeitlicher Drift feststellbar (vergleiche Abbildung 12 und 13). Ausserdem kann nicht vorausgesetzt werden, dass die Ionenkonzentrationen der Wasserproben in den Druck-Eichversuchen jeweils die gleiche war. Bei Betrachtung der korrigierten Tiefenwasserprofile (siehe Abbildung 16) stellt man jedoch

fest, dass sämtliche Profile der Expedition vom August höhere Salinitäten aufweisen als im März. Dies ist bis zwei Meter unter die Wasseroberfläche der Fall. Da im Issyk-Kul maximale Wasserstände im August erreicht werden [1], kann eine Zunahme der Salinitäten im Vergleich zum März nicht reell sein, da bei hohen Wasserständen durch Verdünnungseffekte tiefere Salinitäten erwartet werden. Folglich muss es sich bei der Abweichung um einen messtechnischen Drift der Sonde handeln.

Erfahrungsgemäss driftet die Leitfähigkeitsmessung der verwendeten CTD-Sonde in fünf Monaten um etwa $1/600$ [17]. Grössenordnungsmässig könnte der Drift in Abbildung 16 auf den Drift der Sonde zurückgeführt werden. Eine exakte numerische Bestimmung des Drifts ist nicht möglich, da der Issyk-Kul zeitlich und räumlich ein aussergewöhnlich dynamisches System bildet (siehe Abschnitt 7.3.2). Um dennoch den Drift auszugleichen, wurden die Salinitäten im Sommer linear mit einem Skalierungsfaktor korrigiert, um die Salinitätsprofile der beiden Exkursionen einigermaßen vergleichen zu können. Dazu wurde die Salinität der Medianprofile beider Exkursionen als absoluter Drift angenommen. Zur Bestimmung der Medianprofile wurde für sämtliche Tiefenprofile die mittlere Salinität zwischen 300 und 500 [m] berechnet. Mit den Mittelwerten der Salinitätsprofile wurden die Medianprofile bestimmt. So wurden die Stationen 8 im März, und 203 im August als Medianprofile ermittelt. Die mittlere Salinität der Station 8 wurde durch die mittlere Salinität der Station 203 geteilt, was einen Skalierungsfaktor von 0.9986716 ergab. In Abbildung 17 sind die endgültig kalibrierten Tiefenprofile beider Exkursionen dargestellt.

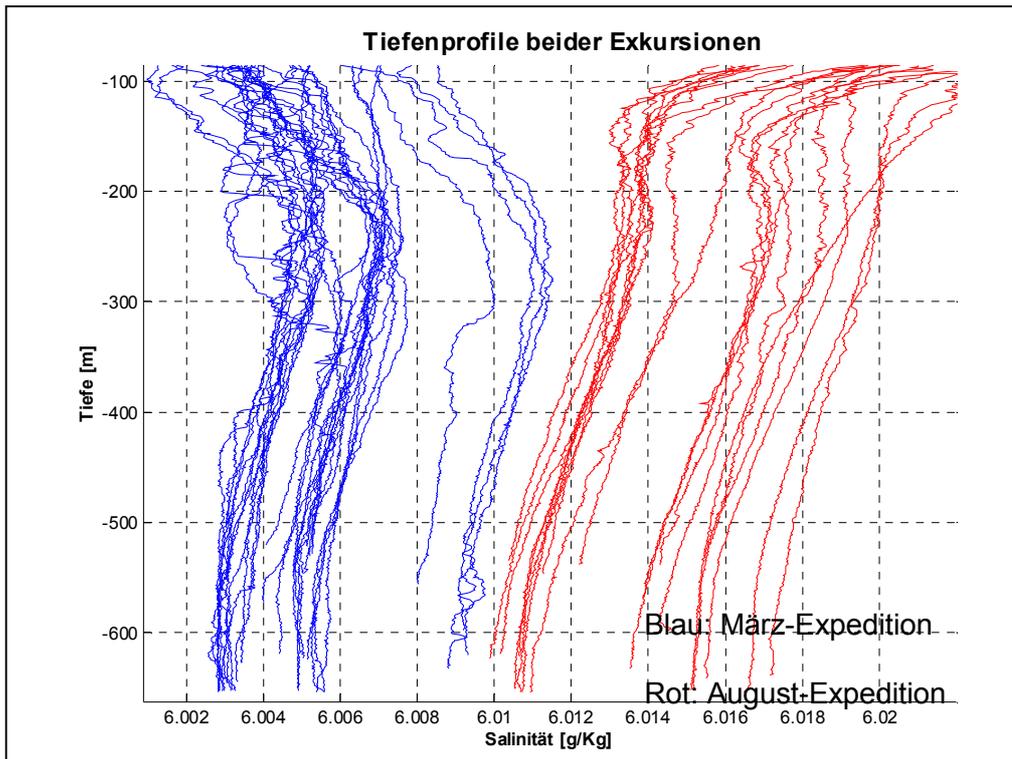


Abbildung 16: Tiefenprofile ohne Driftkorrektur

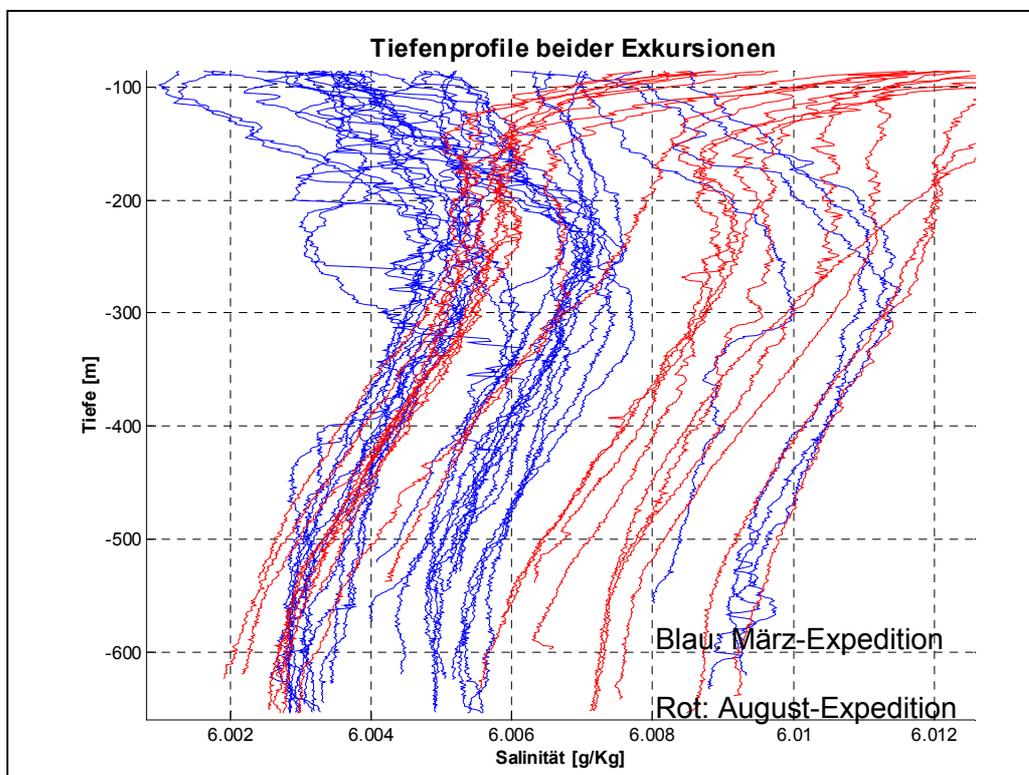


Abbildung 17: Tiefenprofile mit Driftkorrektur

Die Salinitätsprofile weisen im August wie auch im März, eine Salinitätsabnahme unterhalb von 200 [m] Tiefe auf. Die Salinitätsabnahme beträgt zwischen 200 [m] und 600 [m] über 0.003 [g/kg]. Dass es sich dabei nicht um ein Artefakt der Kalibrierung handelt, kann mit den Temperatur- und Druckversuchen bewiesen werden. Die *in-situ* Temperatur variiert unterhalb von 200 [m] Tiefe um weniger als 0.4 [°C]. Mit den Temperatur-Eichmessungen lässt sich jedoch zeigen, dass sich die Salinität bei einer Temperaturvariation von 0.4 [°C] mit der Kalibrierung auf 0.0012 [g/kg] genau bestimmen lässt.

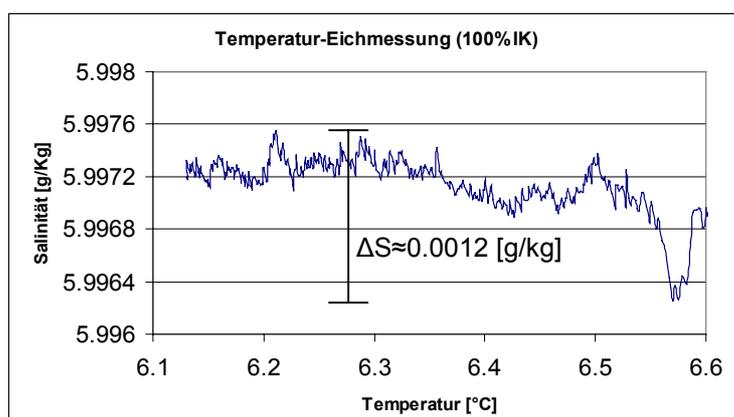


Abbildung 18: Salinitätsgenauigkeit bei $\Delta T=0.4$ [°C] und für S=100 [%] IK

Der Druck variiert um etwa 400 [dbar] zwischen 200 und 600 [m] Tiefe. Mit den Druck-Eichmessungen kann jedoch gezeigt werden, dass die Salinität bei einer Druckvariation von 400 [dbar] um weniger als 0.001 [g/kg] variiert (siehe Abbildung 12). Folglich kann angenommen werden, dass die beobachtete Abnahme der Salinität von über 0.003 [g/kg] über 400 [m] reell ist.

6.4 Drift der Sonde während den Exkursionen

Anhand von Abbildung 16 konnte ein Sondendrift von etwa 0.008 [g/kg] innerhalb von 5 Monaten festgestellt werden. Deshalb müsste der Sondendrift während einer Exkursion von drei Wochen bei etwa 0.001 [g/kg] liegen. Um zu verifizieren, ob die Sonde während einer Exkursion nicht stärker driftet, wurden die Exkursionen in zeitliche Quartale geteilt. So können die CTD-Profile den zeitlichen Quartalen zugeordnet werden, und auf einen zeitlichen Drift untersucht werden. In Abbildung 19 wurden die Profile der vier Quartale in verschiedenen Farben dargestellt:

- 1. Quartal: Schwarz
- 2. Quartal: Blau
- 3. Quartal: Rot
- 4. Quartal: Gelb

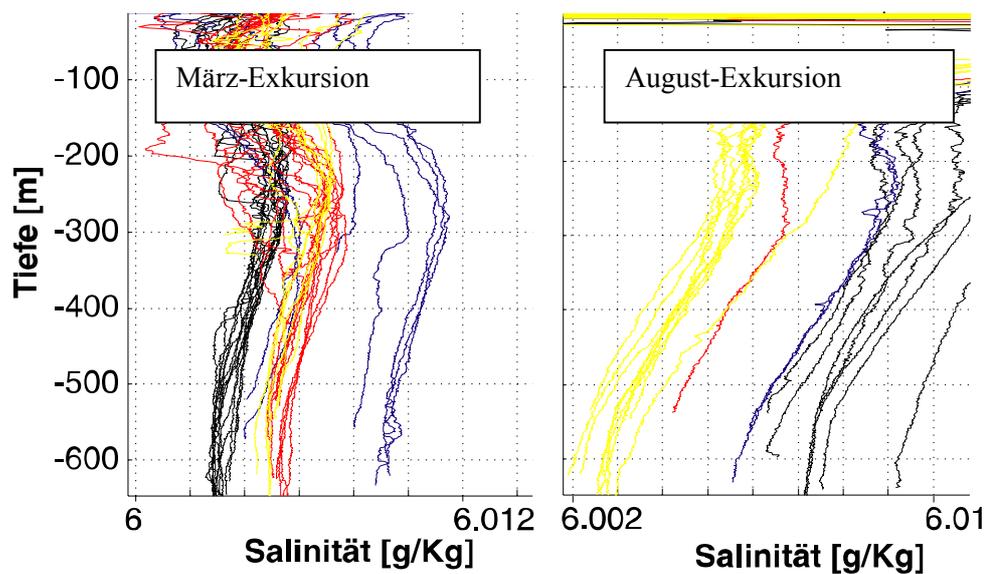


Abbildung 19: Zeitlicher Drift der Sonde während einer Exkursion

Im März wird ein Drift ausgeschlossen, da es unwahrscheinlich ist, dass die Salinitätsmessung zuerst steigt, und dann wieder sinkt. Im August könnte zwar ein Drift vorliegen, da die Salinität von Quartal zu Quartal abnimmt. Jedoch würde eine zeitliche Abnahme der Salinität aber dem festgestelltem Sondendrift zwischen den beiden Exkursionen widersprechen, da dieser ja eine Zunahme der Salinität bewirkt. Es ist unwahrscheinlich, dass die Sonde während den Exkursionen einen Drift zu höheren Salinitäten erfährt und zwischen den Exkursionen wieder zu tieferen Salinitäten driftet. Dies rechtfertigt die Annahme, dass der Sondendrift während der Exkursionen nicht stärker als 0.001 [g/kg] ist. Er kann vernachlässigt werden, da die Variation der Salinität zwischen den CTD-Messungen oft grösser ist als 0.001 [g/kg] . Die Differenzen der absoluten Salinität zwischen den CTD-Messstationen, die grösser als 0.001 [g/kg] sind, können deshalb nicht ein Artefakte der Sonde sein und müssen der Wirklichkeit entsprechen.

7 Auswertung und Interpretation

7.1 Einleitung

Während zwei Exkursionen zum Issyk-Kul wurden 106 CTD-Profile im März und 73 CTD-Profile im August aufgenommen. Anhand der Märzprofile wird ein ausführliches Bild der Mischungsprozesse während der kalten Wintermonate erstellt. Die Situation in den warmen Sommermonaten dagegen wird mit den Augustprofilen untersucht. Die CTD-Messstationen von März und August sind in der Abbildung 20 zu sehen.

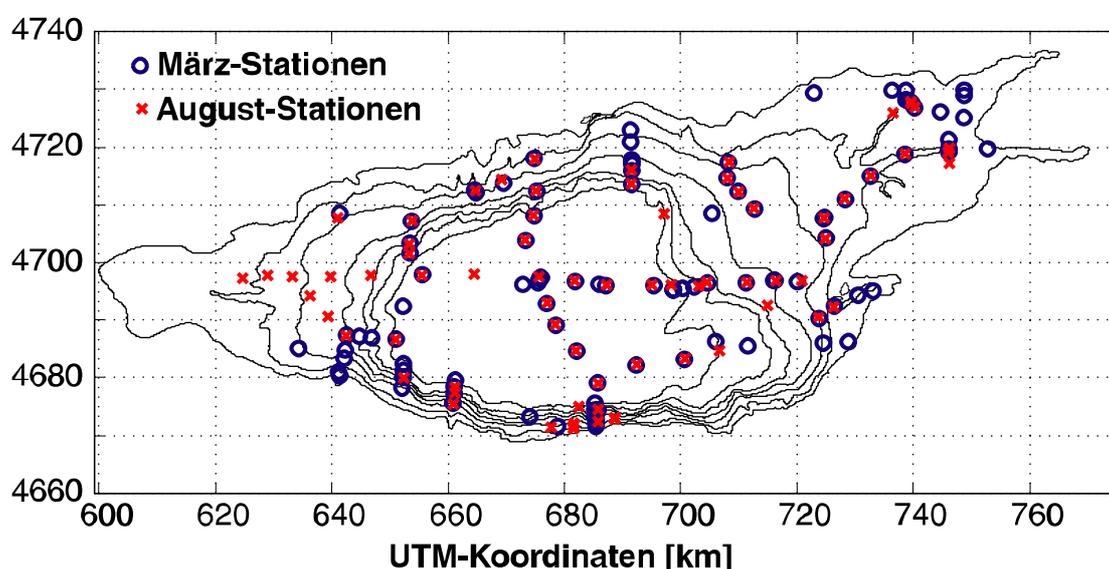


Abbildung 20: CTD-Stationen im Issyk-Kul

Anhand von vier physikalischen Parametern, die mit der Seabird SBE 9 CTD-Sonde gemessen werden, lassen sich die wichtigsten Eigenschaften einer Wassersäule bestimmen: potentielle Temperatur, Salinität, Licht-Transmission und im Wasser gelöster Sauerstoff. Wie in Abschnitt 4.1 erwähnt, lassen sich weitere physikalische Eigenschaften anhand der CTD-Messungen bestimmen: u.a. Dichte des Wassers, thermischer Ausdehnungskoeffizient, haliner Ausdehnungskoeffizient und Stabilität oder äquivalente Brunt-Väisälä Frequenz. Bedeutung und Berechnung dieser Eigenschaften sind in Kapitel 5 ausführlich erklärt. Einige Überlegungen zu den vier wichtigsten physikalischen Parametern, die ein Wasserpaket charakterisieren werden, im folgenden Abschnitt erläutert:

7.1.1.1 Temperatur

Die Erwärmung eines Sees erfolgt hauptsächlich durch die Sonneneinstrahlung, welche mehrere Meter in die Wassersäule eindringt [18]. Dabei handelt es sich um kurzwellige Strahlung, die von Partikeln im Wasser absorbiert wird. Abkühlung eines Sees hingegen beruht auf Wärmeaustausch mit der Atmosphäre und dem latentem Wärmeverlust durch Evaporation. Beide Wärmeflüsse betreffen nur die oberste Schicht der Wassersäule [19].

Neben der Charakterisierung der Wassermassen ist die Temperatur wichtig für die Berechnung der Dichte. Da der mittlere Salzgehalt im offenen Wasser etwa 6 [‰] beträgt, liegt die Temperatur der maximalen Dichte T_{md} bei etwa 2.6 [°C] [20]. Im Jahr 2001 sind sämtliche gemessenen Tiefenwassertemperaturen jedoch wärmer als die berechnete T_{md} . Solange die Wassertemperatur wärmer als die T_{md} ist, führt Abkühlung zu einer Zunahme der Dichte. Deshalb kann die Abkühlung des Oberflächenwassers zu massiver vertikaler Konvektion führen. Abkühlung des Sees findet hauptsächlich während den kalten Wintermonaten statt. Deshalb kann vermutet werden, dass Tiefenwasserbildung vor allem im Winter vorkommt. Im Sommer entsteht an der Seeoberfläche infolge des Temperaturanstiegs leichteres Wasser, was zu einer thermisch bedingten Stabilisierung der Wassersäule führt.

Eine Wassermasse lässt sich durch die potentielle Temperatur charakterisieren. Da in der potentiellen Temperatur Druckeffekte korrigiert werden, können Temperaturen aus verschiedenen Tiefen miteinander verglichen werden. Anhand der potentiellen Temperatur kann die Bewegung eines kalten Wasserpakets, das sich durch warmes Wasser bewegt, verfolgt werden. Dies ist nur solange möglich, bis sich die Temperaturen durch Wärmeaustausch und Diffusion ausgeglichen haben.

7.1.1.2 Salinität

Die Masse der gelösten Ionen hat einen direkten Einfluss auf die Dichte des Wassers. Sie muss deshalb in der Berechnung der Wasserdichte berücksichtigt werden. Die chemisch bestimmte Salinität von 6 [‰] Γ 0.06 [‰] des Issyk-Kul liegt deutlich über der Salinität von normalen Süßwasserseen [21]. Die Zuflüsse werden primär durch Schmelz- und Niederschlagswasser gebildet [1] und weisen daher niedrigere Salinitäten als der See auf. Ähnlich wie bei der potentiellen Temperatur können Wasserpakete anhand der Salinität charakterisiert werden. So können Wasserpakete geringer Salinität, die sich durch salzhaltiges Wasser bewegen, verfolgt werden. Die Salinität kann deshalb als Indikator angewandt werden, um u. a. salzarmes Zuflusswasser im salzhaltigen Issyk-Kul zu identifizieren.

7.1.1.3 Licht-Transmission

Die Licht-Transmission eines Mediums ist das Verhältnis von durchgelassener zur eingestrahelter Lichtintensität. Im Wasser wird die Licht-Transmission vor allem durch suspendierte Partikel beeinflusst. Ist die Transmission hoch, so ist das Wasser klar und wenige Partikel sind im Wasser suspendiert. Ist die Licht-Transmission hingegen tief, so handelt es sich um trübes Wasser, welches einen hohen Anteil an Partikeln aufweist.

Grundsätzlich kann man zwei Quellen der Partikel in Seen unterscheiden: allochthone und autochthone. Allochthone Partikel werden durch Zuflüsse in den See eingetragen, während autochthone Partikel im Gewässer selbst gebildet werden. In kalten Jahreszeiten ist die Primärproduktion organischer Partikel in einem See gering. Daher kann angenommen werden, dass Partikel im Winter eher allochthoner Natur sind. Deshalb können tiefe Licht-Transmissionswerte im Winter eher mit Zuflüssen assoziiert werden. Im warmen Sommer sind die Bedingungen für Phyto- und Zooplankton günstiger. Tiefe Licht-Transmissionswerte können im Sommer deshalb mit Primärproduktion in Verbindung gebracht werden.

7.1.1.4 Gelöster Sauerstoff (O₂)

Sauerstoff wird entweder durch Gasaustausch mit der Atmosphäre oder durch Photosynthese in einen See eingetragen. Gelöster Sauerstoff ist jedoch ein Edukt zahlreicher Oxidierungsprozesse, die in einem See stattfinden. Falls nicht ständig neues O₂ nachgeliefert werden kann, wird der O₂-Gehalt eines Wasserpaketes kontinuierlich aufgebraucht. Wasserpakete, die seit längerem nicht mehr in Kontakt mit der Atmosphäre waren, weisen deshalb tiefere O₂-Gehalte auf als Wasserpakete die vor kurzem Kontakt zur Atmosphäre hatten. Wird nun in grossen Tiefen ein Wasserpaket mit erhöhten O₂-Gehalten gefunden, so kann angenommen werden, dass das Wasserpaket von der Oberfläche ins Tiefenwasser verschoben worden ist. Der gelöste Sauerstoff ist deshalb ein Indikator zur Identifizierung von Wassermassen, die noch vor kurzem Kontakt zur Atmosphäre hatten.

Der Einfluss von gelöstem Sauerstoff auf die Wasserdichte kann vernachlässigt werden.

7.2 Generelle limnophysikalische Eigenschaften des Issyk-Kul

In Abbildung 21 sind sämtliche CTD-Profile des Tiefenwassers dargestellt. Die Figur zeigt alle CTD-Stationen, an denen der See tiefer als 520 [m] ist. Die Märzprofile sind in blau und die Augustprofile in rot dargestellt. Die simultane Betrachtung aller CTD-Profile lässt generelle Rückschlüsse über den See zu.

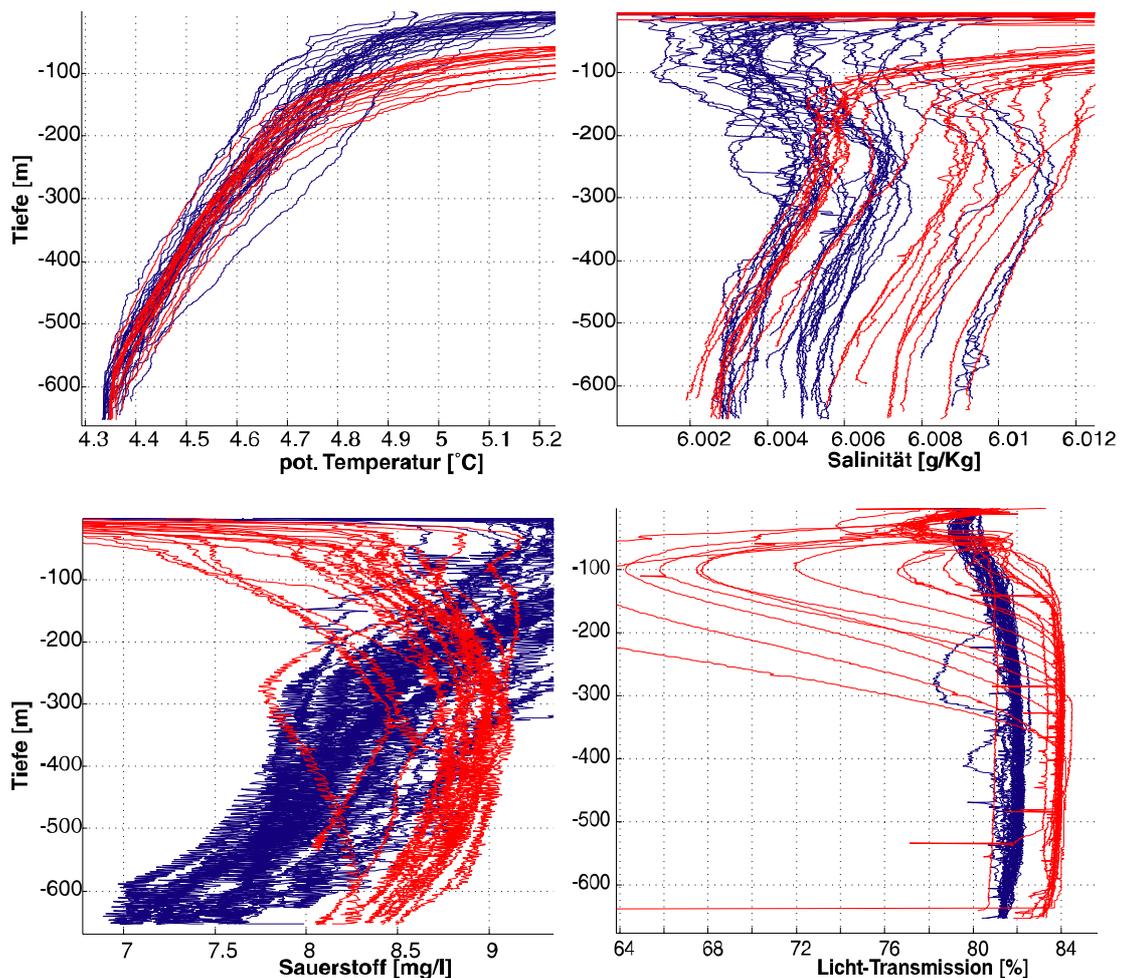


Abbildung 21: Tiefenwasserprofile blau: März; rot: August

Die Temperatur nimmt im März wie auch im August mit der Tiefe ab. Für lakustrische Systeme beträgt der geotherme Wärmefluss aus dem Untergrund typischerweise $0.1 \text{ [W/m}^2\text{]}$ [21]. Da die Temperaturen zur Oberfläche hin zunehmen, kann angenommen werden, dass sich die Wassersäule durch die Oberfläche des Sees erwärmt. Der geologische Wärmefluss aus dem Sediment kann deshalb als mutmasslicher Faktor für die Mischung vernachlässigt werden. Die Wassertemperaturen sind im August bis zu einer Tiefe von 180 [m] deutlich höher als im März. Bei genauerer Analyse der Profile kann festgestellt werden, dass die Thermokline sich im August im Mittel bei etwa 20 [m] Tiefe befindet. Durch den diffusiven Wärmefluss erwärmt sich das offene Wasser des Issyk-Kul im Sommer dennoch bis auf 180 [m] Tiefe. Im März hingegen kann nur in einzelnen Profilen eine klare Thermokline ausgemacht werden. Beachtenswert ist auch der Umstand, dass die Wassertemperatur im März in einer Tiefe von 300 [m] um mehr als $0.2 \text{ [}^\circ\text{C]}$ variiert. Generell können Profile mit höheren Temperaturen und Profile mit tieferen Temperaturen unterschieden werden. Wie sich zeigen wird, spielt diese Charakteristik eine bedeutete Rolle in der temperaturgetriebenen vertikalen Konvektion. Die Wassertemperaturen im August des Tiefenwassers (unter 200 [m]) scheinen etwas homogener zu sein. Bemerkenswert ist auch der Umstand, dass sämtliche Temperaturen im Tiefenwasser über $4.3 \text{ [}^\circ\text{C]}$ liegen. Die Daten des Jahres 2001 sind die wärmsten jemals gemessenen Tiefenwassertemperaturen des Issyk-Kul. Dies könnte ein Indiz

für eine langfristige Erwärmung des Sees sein, was eine Auswirkung der globalen Klimaerwärmung der letzten Jahrzehnte sein könnte.

An sämtlichen Salinitätsprofilen kann ab einer Tiefe von etwa 200 [m] eine mit der Tiefe abnehmende Salinität festgestellt werden. Wie in Abschnitt 6.2 besprochen, scheint diese Abnahme der Wirklichkeit zu entsprechen. Dies kann an den durchgeführten Temperatur-Eichmessungen überprüft werden. Zwischen 300 [m] und 600 [m] beträgt der absolute Gradient (dS/dz) etwa 10^{-5} [(g/kg)/m]. Erstaunlich ist auch die laterale Variation von über 0.009 [g/kg]. Innerhalb eines Profils variiert die Salinität hingegen um weniger als 0.003 [g/kg]. Vertikal scheint die Salinität also homogener verteilt zu sein als horizontal. Oberhalb von 200 [m] unterscheiden sich die Augustprofile jedoch deutlich von den Märzprofilen. Dieses Phänomen wird in Abschnitt 7.4.6 ausführlicher diskutiert.

Sauerstoffkonzentrationen sind im März, wie auch im August in der ganzen Wasserkolonne sehr hoch. Der Sättigungsgrad liegt mit bis zu 85 [%] nahe am atmosphärischen Gleichgewicht. Dies ist ein weiteres Indiz für intensive Tiefenwasserbildung, was auch schon von Hofer et. al. [2] anhand von transienten Tracermessungen beobachtet werden konnte. Im August kann eine Abnahme der absoluten Sauerstoffgehalte nahe der Oberfläche festgestellt werden. Wird angenommen, dass die Temperatur und der Sauerstoffgehalt eines Wasserpakets zeitlich konstant sind, so kann die Abnahme auf die Temperaturabhängigkeit des Löslichkeitskoeffizienten von Sauerstoff zurückgeführt werden. Dies kann durch folgende Argumentation bewiesen werden: die Sättigungskonzentration für Sauerstoff beträgt bei einer Wassertemperatur von 5 [°C] etwa 10.4 [g/m³] (siehe Anhang D). Bei 15 [°C] Wassertemperatur beträgt sie hingegen nur noch 8.2 [g/m³]. Im August haben Wassermassen in 100 [m] Tiefe eine Temperatur von etwa 5 [°C]. Da in dieser Tiefe ein Sauerstoffgehalt von 8.3 [g/m³] gemessen wird, beträgt der relative Sättigungsgrad 80 [%] (gemessener Sauerstoffgehalt/Sättigungskonzentration). In 15 [m] Tiefe hingegen beträgt die Temperatur im August etwa 15 [°C]. In dieser Tiefe wurde im Mittel ein Sauerstoffgehalt von etwa 7 [g/m³] gemessen, was einem Sättigungsgrad von 85 [%] entspricht. Der relative Sättigungsgrad nimmt also auch im Sommer nahe der Oberfläche zu.

In den meisten Profilen kann eine Licht-Transmission von über 80 [%] gemessen werden. Dies deutet auf klares Wasser in einem oligotrophen See hin. Zwischen März- und Augustprofilen kann ein deutlicher Unterschied der Licht-Transmission unterhalb von 200 [m] festgestellt werden. Dieser Unterschied muss als absoluter Drift der Sonde interpretiert werden, da es unwahrscheinlich ist, dass das gesamte Tiefenwasser innerhalb von 5 Monaten klarer geworden ist. Die Licht-Transmission in den Märzmessungen ist in der gesamten Wassersäule relativ konstant. Vereinzelt Abnahmen der Transmission sind wahrscheinlich mit Einmischung von trübem Zuflusswasser in Verbindung zu bringen. Die Augustprofile sind hingegen sehr heterogen. In den ersten 70 [m] kann eine deutliche Abnahme der Licht-Transmission ausgemacht werden. Nach Aladin [22] gibt es im oligotrophen Issyk-Kul zwei saisonale Zeitperioden maximaler Phytoplanktonproduktion: im Mai und im Oktober. Deshalb liegt die Vermutung nahe, dass die niedrigen Licht-Transmissionswerten auf Plankton-Produktion zurückgeführt werden können. In mehreren Augustprofilen kann eine weitere starke Abnahme der Licht-Transmission in den obersten 300 [m] ausgemacht werden. Ob es sich dabei um absinkendes Plankton oder Mischprozesse handelt, kann anhand der CTD-Profile nicht festgestellt werden. Eine Erklärung der starken Abnahme der Licht-Transmission in den oberen 300 [m] könnte sedimentierendes Mai-Phytoplankton liefern. Dabei muss jedoch die Sinkgeschwindigkeit, welche vom Volumen, der Dichte und der Formwiderstand des Partikels abhängt, berücksichtigt werden. Zum

Beispiel wurden für Kieselalgen in Süßwasserseen Sinkgeschwindigkeiten von 0.1 [mm/s] bestimmt [23]. Bei einer derartigen Sinkgeschwindigkeit würden Partikel innerhalb von 70 Tagen über 600 [m] tief absinken. Partikel die im Mai anfangen zu sedimentieren müssten im August schon den Seeboden erreichen, was die Hypothese von absinkendem Phytoplankton widerlegen würde.

7.3 Diskussion der CTD-Messungen der März-Expedition

7.3.1 Treibender Faktor für Tiefenwasserbildung

Um eine Diskussion über Prozesse der Tiefenwasserbildung zu führen, müssen die treibenden Faktoren für die Tiefenwasserbildung bekannt sein. Wie aus der Zustandsgleichung hervorgeht (Gleichung 7), kommen zwei wesentliche Faktoren in Frage: Temperaturgradient und Salinitätsgradient. Suspensierte Partikel könnten zwar ebenfalls zu einer Änderung der Dichte führen, jedoch sind Partikel im Winter meist allochthoner Herkunft; sie werden durch Zuflüsse in den See gebracht. Im März ist die Zuflussrate jedoch eher klein (siehe Abschnitt 7.4.5), daher wird fürs erste angenommen, dass Partikel für Tiefenwasserbildung nicht verantwortlich sein können.

Um zu bestimmen, welcher der dominierende Faktor für die Tiefenwasserbildung ist, muss die physikalische Struktur der Wassersäule ausführlich analysiert werden.

Durch die potentielle Energie der Wasserpakete bedingt, schichten sich die Wasserpakete so, dass die Dichte einer Wassersäule mit der Tiefe stetig zunimmt. In einer stabilen Wassersäule ist dies allgemein der Fall, und sämtliche Wasserpakete befinden sich in ihrer energetischen Gleichgewichtslage. Ein Wasserpaket, das isentropisch (ohne Stoff- und Temperatureaustausch) aus seinem Gleichgewicht in der Wassersäule vertikal verschoben wird, erfährt deshalb immer eine rücktreibende Kraft, d.h. das Wasserpaket oszilliert um seine Gleichgewichtslage. Je grösser die rücktreibende Kraft, desto stabiler ist die Wassersäule geschichtet und die Oszillationsfrequenz ist höher. Auf dieser Überlegung basiert das Konzept der Stabilität der Wassersäule.

Die Stabilität einer Wassersäule kann quantitativ anhand der Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 (siehe Abschnitt 5.1) ausgedrückt werden. Ist diese positiv, so ist die Wassersäule stabil geschichtet. Ist sie hingegen negativ, handelt es sich um eine instabil geschichtete Wassersäule und ausgelenkte Wasserpakete würden nicht um ihre Gleichgewichtslagen oszillieren, sondern sich vertikal verschieben. Deshalb ist konvektive Mischung bei $N^2 < 0$ zu erwarten. N^2 wird als Summe der beiden Terme N_T^2 und N_S^2 geschrieben, welche den Stabilisierungseffekt der vertikalen Temperaturverteilung, beziehungsweise der Salinitätsverteilung ausdrücken.

Durch den Vergleich von N_T^2 und N_S^2 kann die physikalische Grösse (Temperatur oder Salinität) bestimmt werden, welche die Schichtung einer stabilen Wassersäule kontrolliert. In Abbildung 22 wurde N_T^2 , N_S^2 und N^2 für jeden Meter der Tiefenachse anhand des

Temperatur- und Salinitätsprofils der Station 4 berechnet. Die überlagerten dickeren Linien stellen Mittelwerte über 50 [m] Tiefe der jeweiligen Stabilitätsfrequenz dar.

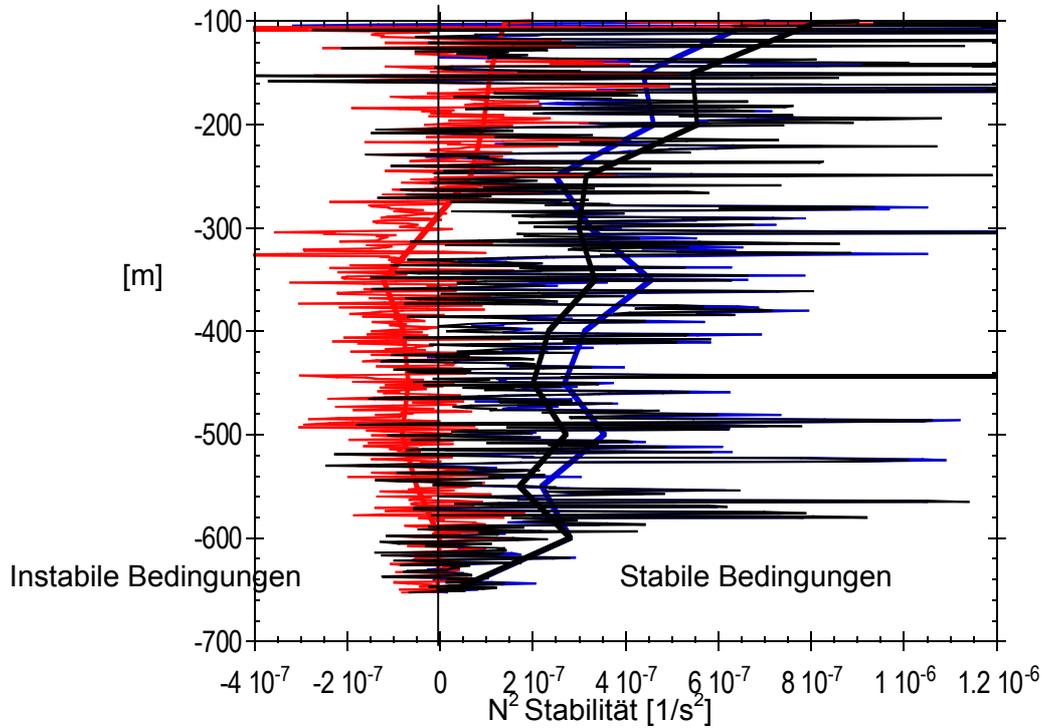


Abbildung 22: Stabilität der Wassersäule: N_T^2 (blau), N_S^2 (rot) und N^2 (schwarz)

Das vertikale Temperaturprofil wirkt stabilisierend, während die vertikale Salinitätsverteilung destabilisierend wirkt. Anhand von Abbildung 22 kann festgestellt werden, dass die Brunt-Väisälä-Frequenz vom Stabilisierungseffekt der vertikalen Temperaturverteilung dominiert wird, da das N^2 -Profil weitgehend mit dem N_T^2 -Profil übereinstimmt.

Wie Kipfer et. al. [24] am Baikalsee demonstriert haben, kann anhand von N^2 auch eine detaillierte quantitative Diskussion über Stabilitätszustände geführt werden. N^2 wird wie folgt berechnet (vgl. Abschnitt 5.1):

$$N_z^2 = g \left[\alpha \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma \right) - \beta \frac{dS}{dz} \right] \quad \text{Gl. 31}$$

$$\Gamma = \frac{\alpha g T^*}{c_p} \quad \text{Gl. 32}$$

$$c_p: \quad 4220 [\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}] [25]$$

Damit die Stabilisierung durch die abnehmende Temperatur durch eine zunehmende Salinität überwunden werden kann, muss folgende Bedingung gelten:

$$N_T^2 \leq N_S^2 \text{ oder } \alpha \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma \right) \leq \beta \frac{dS}{dz} \quad \text{Gl. 33}$$

Mit Gleichung 33 kann daher der Salzgradient bestimmt werden, der nötig ist, um die Stabilität der vertikalen Temperaturverteilung zu überwinden. Im folgenden Zahlenbeispiel ist die Tiefenachse nach unten jeweils negativ definiert:

Ein typischer Temperaturgradient zwischen 200 und 500 [m] Tiefe entspricht etwa $+0.2/300$ [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$]. Der thermische Expansionskoeffizient in 500 [m] Tiefe beträgt $\alpha_{\max}(500 \text{ m}) = 4.2 \cdot 10^{-5}$ [$^{\circ}\text{C}^{-1}$] (siehe Kapitel 5). Bei einer *in-situ* Temperatur von 4.4 [$^{\circ}\text{C}$] in 500 [m] Tiefe ergibt sich für Γ der Wert $2.7 \cdot 10^{-5}$ [$^{\circ}\text{K}/\text{m}$]. Der Koeffizient für den Einfluss der gelösten Ionen beträgt in 500 [m] Tiefe $\beta(500 \text{ m}) = 8.5 \cdot 10^{-4}$ [$(\text{g}/\text{kg})^{-1}$]. Nach Gleichung 33 müsste der Salinitätsgradient kleiner als $-3.428 \cdot 10^{-5}$ [$(\text{g}/\text{kg})/\text{m}$] sein, um die Stabilität der vertikalen Temperaturverteilung zu überwinden. Mit anderen Worten: die Salinität müsste um mehr als 0.0103 [g/kg] über 300 [m] Tiefenunterschied zunehmen. Typische vertikale Zunahmen der Salinität, zwischen 200 [m] und 500 [m] Tiefe, liegen aber lediglich bei 0.004 [g/kg]. Der absolute Wert des Salinitätsgradientens ist demnach um einen Faktor 2.6 zu klein um die Stabilität der Temperatur zu überwinden.

Aufgrund dieser Erkenntnisse muss die Temperatur der treibende Faktor für die Tiefenwasserbildung sein. Zudem deutet die mit der Tiefe abnehmende Salinität darauf hin, dass Tiefenwasserneubildung eher aus salzarmen Wasser besteht.

7.3.2 Einzelne CTD-Profile des Tiefenwassers im März

Am 6. März 2001 wurde an der tiefsten Stelle des Sees, der Station 3 ($42^{\circ}24'26''$ N, $77^{\circ}08'18''$ O), ein interessantes CTD-Profil gemessen. Die Profile der gemessenen physikalischen Parameter der Station 3 heben sich durch ihre Fluktuation aller physikalischen Parameter von vielen anderen CTD-Messungen ab.

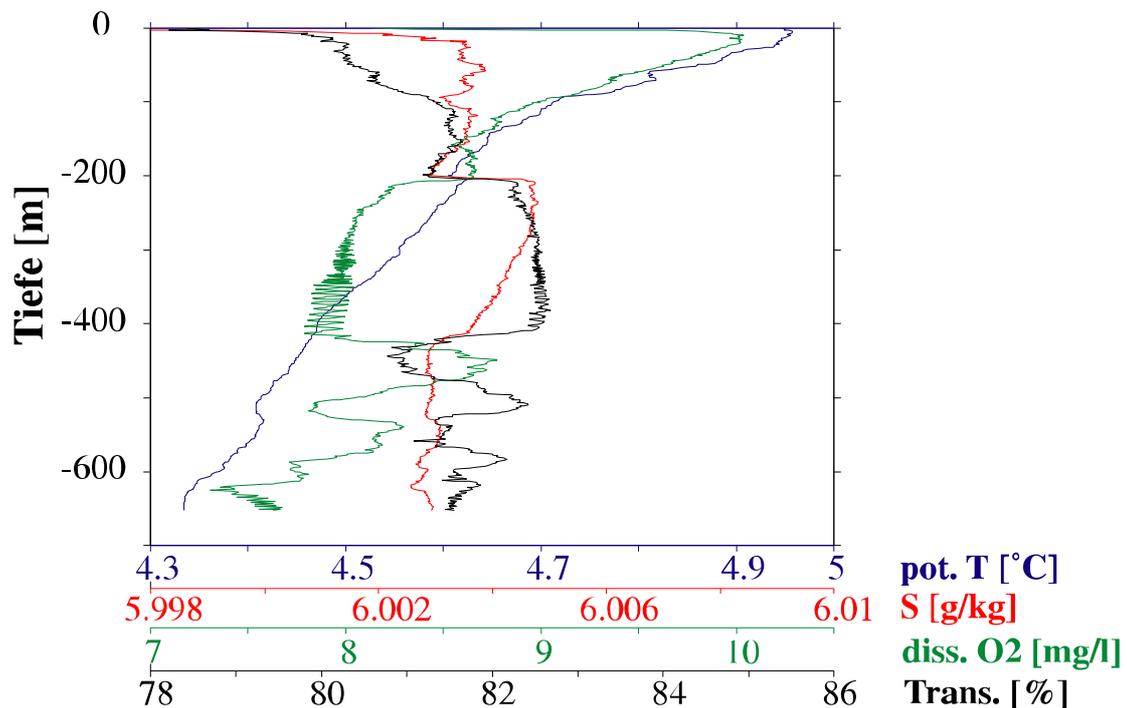


Abbildung 23: Station 3, gemessen am 6.3.2001, um 8:10

Anhand der vier Parameterprofile können bei Station 3 unterschiedliche Wassertypen unterschieden werden. Zwischen 200 [m] und 400 [m] ist die Wassersäule eher salzig und klar, während der Sauerstoffgehalt tief ist. Unterhalb 400 [m] können Zonen mit erhöhtem Sauerstoffgehalt, tiefer Licht-Transmission und tiefer Salinität festgestellt werden.

Um zu bestimmen, welche der Zonen Anomalien bezüglich der ungestörten Wassersäule darstellen, muss die gesamte Wassersäule der Station 3 mit einem möglichst regelmässigen Hintergrundprofil verglichen werden. Ein Hintergrundprofil sollte eine für den Issyk-Kul repräsentative Wassersäule ohne Anomalien darstellen. Zonen, welche vom Hintergrundprofil abweichen, können folglich als Anomalien identifiziert werden.

Station 4 liegt etwa 5.8 km östlich der Station 3 und weist wenige oder keine deutlichen Strukturen auf. Zudem wurden die Daten der Station 4 nur 1 Tag nach den Messungen von Station 3 gemessen. Dies ist wichtig, da die Mischungsprozesse im Issyk-Kul zeitlich sehr dynamisch sind (siehe Abbildung 26). Station 4 wurde als regelmässiges Hintergrundprofil verwendet, um Anomalien in der Station 3 zu identifizieren.

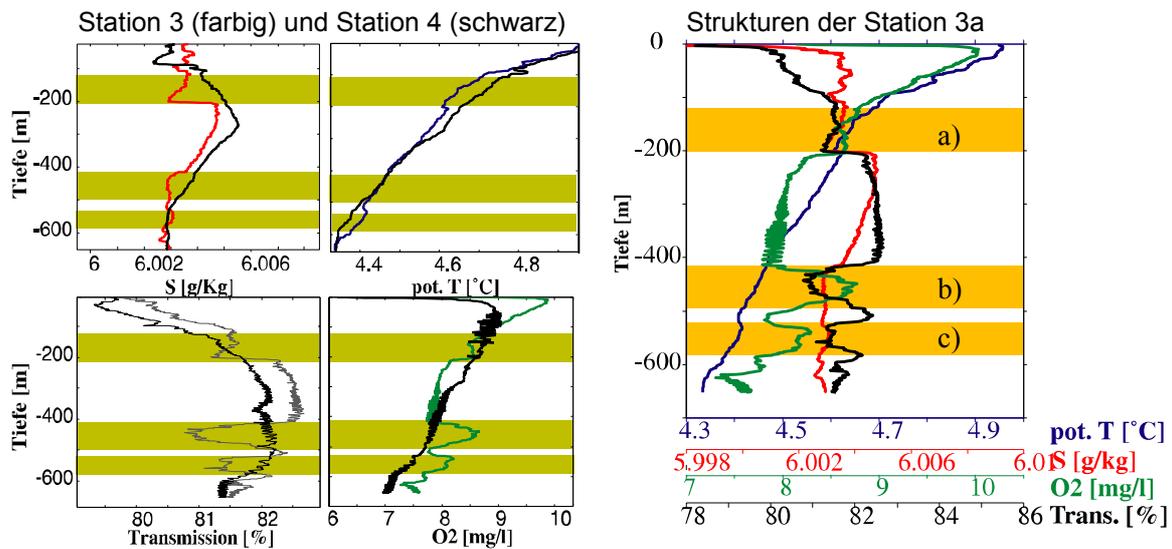


Abbildung 24: Anomalien in der Station 3 bezüglich der Station 4

In den vier kleinen Grafiken der Abbildung 24 werden die Profile der Station 3 mit den Profilen der Station 4 verglichen. Profile der Station 3 sind farblich dargestellt, während die Hintergrundprofile in schwarz abgebildet sind. Die dunkelgelben Balken markieren die Wasserschichten der Station 3, in welchen deutliche Anomalien im Vergleich zu den Profilen der Station 4 festgestellt werden können. Werden die Schichten der Anomalien im CTD-Profil der Station 3 (rechte Grafik der Abbildung 24) analysiert, so können drei Arten von Anomalien bezüglich Station 4 charakterisiert werden:

- a) kälteres Wasser, tiefere Transmission, tiefere Salinität und ähnliche O₂-Gehalte
- b) ähnliche Temperatur, tiefere Transmission, tiefere Salinität und höhere O₂-Gehalte
- c) höhere Temperatur, tiefere Transmission, höhere Salinität und höhere O₂-Gehalte

Die scharfen Anomalien der Station 3 werfen die Frage auf, ob die Wassersäule vertikal stabil geschichtet ist oder nicht. Wie in Abschnitt 5.1 diskutiert, kann die lokale Stabilität der Wassersäule am besten anhand der Quasi-Dichte [8] demonstriert werden. In Abbildung 25 wurde die Quasi-Dichte der Stationen 3 und 4 für jeden Meter gemittelt und als Funktion der Tiefe dargestellt.

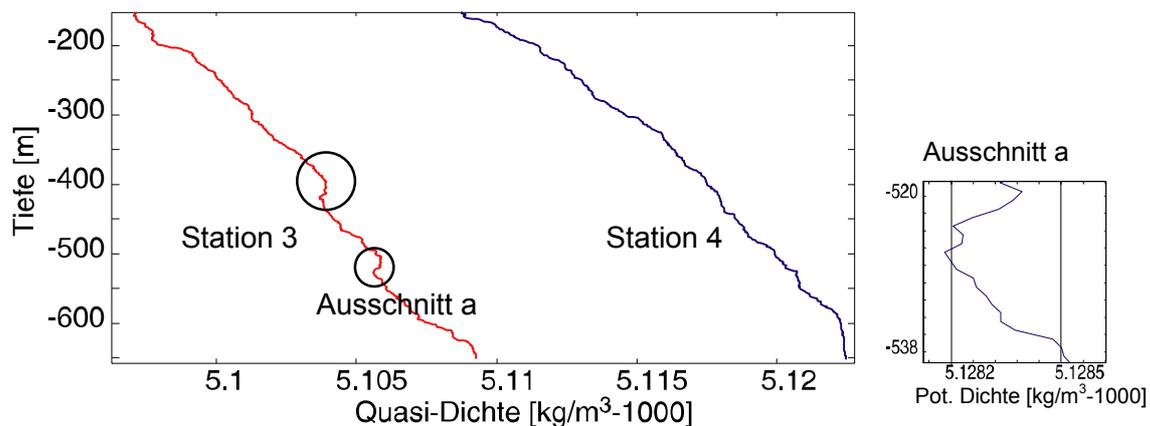


Abbildung 25: Quasi-Dichte der Stationen 3a und 4; potentielle Dichte des Ausschnitts a

Das Quasi-Dichte-Profil der Station 3 weist in 420 [m] und 540 [m] unregelmässige Dichteschichtungen auf. Station 4 dagegen ist ein stabiles Dichteprofil ohne Unregelmässigkeiten. Dies deutet darauf hin, dass Station 3 in den entsprechenden Tiefen nicht stabil geschichtet ist. Die Tiefen der vermuteten Instabilitäten stimmen mit den Tiefen der Anomalien überein. Daher kann vermutet werden, dass die Strukturen in Station 3 einen aktiven Prozess konvektiver Mischung widerspiegeln.

Allerdings kann das Dichteprofil der Wassersäule nicht präzise berechnet werden, da in der Quasi-Dichte im Wasser suspendierte Partikel nicht berücksichtigt sind. Die Licht-Transmission nimmt in den Anomalien der Station 3 ab. Deshalb kann eine Zunahme suspendierter Partikel vermutet werden. Die suspendierten Partikel müssten innerhalb der Anomalie die Dichte um über $2 \cdot 10^{-4}$ [g/m³] erhöhen, um die Wassersäule zu stabilisieren (siehe Ausschnitt a). Bei einer Dichte der Partikel von 2650 [kg/m³] [21] bräuchte es eine Zunahme der Partikelkonzentration von über $7.5 \cdot 10^{-5}$ [ppm] um die erwähnte Dichteänderung des Wassers zu erreichen. Anhand der CTD-Profile kann jedoch nicht überprüft werden, ob eine derartige Zunahme der Partikelkonzentration in der Anomalie der Fall ist.

Die hohen O₂-Gehalte der Anomalien lassen darauf schliessen, dass es sich um abgesunkenes Oberflächenwasser handelt. Die weiteren Charakteristika der Intrusionen könnten dazu dienen, ähnliches Wasser an der Oberfläche zu identifizieren. So kann nach einem zusammenhängenden Prozess gesucht werden.

Aufgrund der ausgeprägten Strukturen wurden an der Station 3 am gleichen Tag drei weitere CTD-Profile aufgenommen (siehe Ausschnitt in Abbildung 28). Dabei konnte die zeitliche Veränderung der Strukturen verfolgt werden.

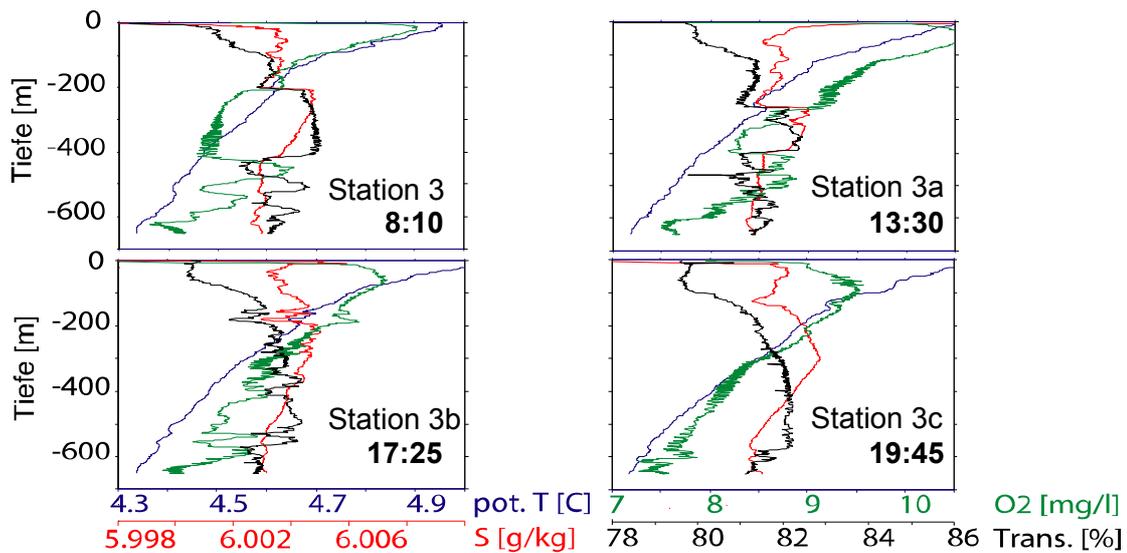


Abbildung 26: Zeitliche Veränderung der Station 3 am 6. März 2001

Wie in Abbildung 26 gut zu beobachten ist, lösen sich die Strukturen in Station 3 innerhalb von 12 Stunden auf. Ob es sich dabei um diffusive turbulente Mischung handelt, kann mit dem experimentell bestimmten Diffusionskoeffizienten K_z untersucht werden. Für den Issyk-Kul wurde der Wert $5 \cdot 10^{-4} \text{ [m}^2/\text{s]}$ für K_z anhand von transienten Tracermessungen von Hofer et. al. [2] bestimmt. Mit dem Ansatz der eindimensionalen, durch turbulente Diffusion getriebenen Mischung, kann die typische Mischtiefe eines Wasserpaketes in einer gegebenen Zeit bestimmt werden:

$$x = \sqrt{2K_z t} \quad \text{Gl. 34}$$

Nach Gleichung 34 können Wasserpakete innerhalb von 12 Stunden über 6.5 [m] vertikal turbulent diffundieren. Da die vertikalen Dimensionen der Strukturen in Station 3 deutlich grösser sind als die erwartete turbulente Mischung, kann letztere für die Auflösung der Strukturen nicht verantwortlich gemacht werden. Isopyknische (gleichdichtige) Diffusionskoeffizienten sind um Grössenordnungen grösser. Wird die Wirkung der Diffusion über eine Distanz von etwa 4 [km] betrachtet (Angenommene horizontale Dimension der Struktur welche maximal der Distanz zur nächsten Messstation entspricht), liegt der horizontale Diffusionskoeffizient bei etwa $5 \cdot 10^4 \text{ [cm}^2/\text{s]}$ [19]. Innerhalb von 12 Stunden kann deshalb eine horizontale Mischung von etwa 650 [m] erwartet werden. Diese horizontale Mischung wird durch die vertikalen CTD-Profile weder bestätigt noch widerlegt.

Aufgrund der vertikalen Profile lassen sich die genauen Ursachen für das Verschwinden der Strukturen nicht bestimmen. Zwei Möglichkeiten stehen jedoch zur Diskussion:

Laterale Advektion: Die Strukturen lösen sich nicht auf, bewegen sich jedoch advektiv von der Messstation weg. Drifterexperimente, die während der März-Expedition durchgeführt wurden, unterstützen diese Vermutung. In 500 [m] Tiefe wurden im März horizontale Strömungen mit Geschwindigkeiten von über 60 [cm/s] gemessen. Innerhalb von 12

Stunden könnten die Strukturen demnach über 25 [km] horizontal verschoben worden sein.

Aktive Konvektion: Durch die instabile Schichtung der Wassersäule wird die lokale konvektive Mischung angetrieben. Dies könnte zu einer teilweisen Auflösung der Strukturen führen.

Einen weiteren Hinweis auf starke laterale Advektion liefert eine weitere CTD-Messung der Station 3. Am 14.3.2001, acht Tage nach den oben diskutierten Ereignissen, wurde an derselben Stelle ein weiteres CTD-Profil (Station 3d) aufgenommen. Es stellte sich dabei heraus, dass sich die gesamte Wassersäule der Station 3 stark verändert hatte (siehe Abbildung 27).

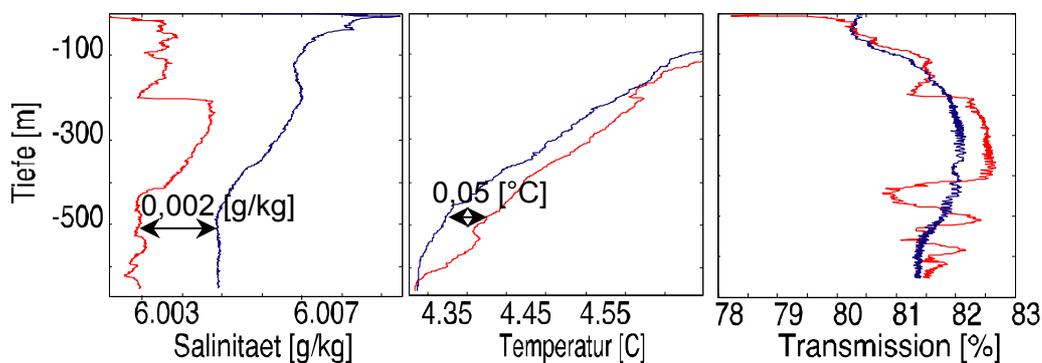


Abbildung 27: Vergleich zwischen Station 3 (rot) und Station 3d (blau)

Innerhalb von acht Tagen wurden eine Salinitätsänderung von etwa 0.002 [g/kg] und eine Temperaturänderung von 0.05 [°C] in grossen Teilen der Wassersäule gemessen. Diese starke Veränderung der gesamten Wassersäule weist auf laterale Advektion der gesamten Wassersäule hin. Eine plausible Erklärung liefern zyklonische Strömungen, welche von Kochergin modelliert worden sind [26]. Nach Kochergin können im Issyk-Kul grossräumige, gegen den Uhrzeigersinn verlaufende, rotierende Strömungen vermutet werden. Allerdings beschränken sich Kochergins Modelle auf die obersten 200 [m] des Sees. Drifterexperimente und Modelle lassen ähnliche zyklonische Strömungen im Tiefenwasser vermuten. Zudem ist die Temperatur- wie auch die Salinitätsverteilung im Issyk-Kul lateral sehr inhomogen, wie im Abschnitt 7.3.5 ausführlich demonstriert wird. Falls Strömungen im Tiefenwasser wirklich bis zu 60 [cm/s] erreichen, würde laterale Advektion die physikalischen Bedingungen in der Wassersäule ständig verändern.

Messtation 3 ist in diesem Sinn kein Einzelfall. Ähnliche Strukturen wie an Station 3 konnten an den Stationen 8, 10 und 13 festgestellt werden. Auffallend ist, dass sich diese Stationen, Station 3 inbegriffen, alle weit entfernt vom Rand des Sees befinden. Zudem befinden sie sich alle auf dem, in Abbildung 28 dargestellten, West-Ost-Transekt liegen.

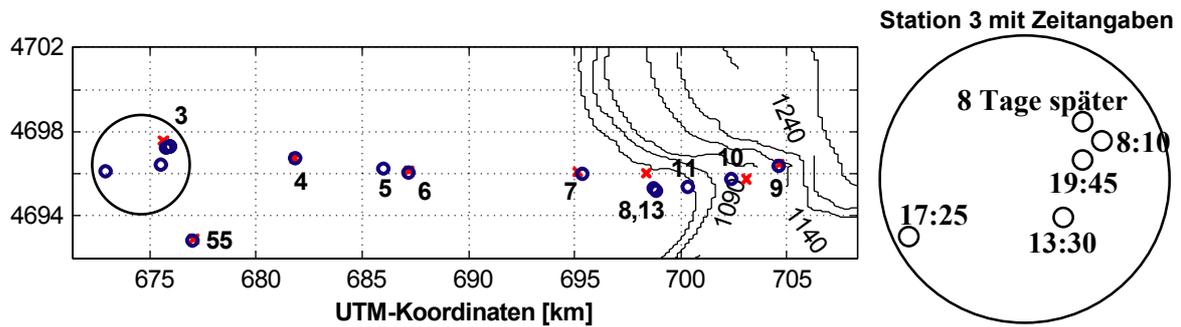


Abbildung 28: CTD-Stationen im West-Ost-Transekt

7.3.3 Strukturen in Messstationen an der Südküste

Weitere interessante Messprofile wurden an den Stationen 34, 42, 58 und 61 gemessen. Repräsentativ für Strukturen nahe der Südküste des Issyk-Kul wurden die Profile der Station 58 und 61 in Abbildung 29 dargestellt.

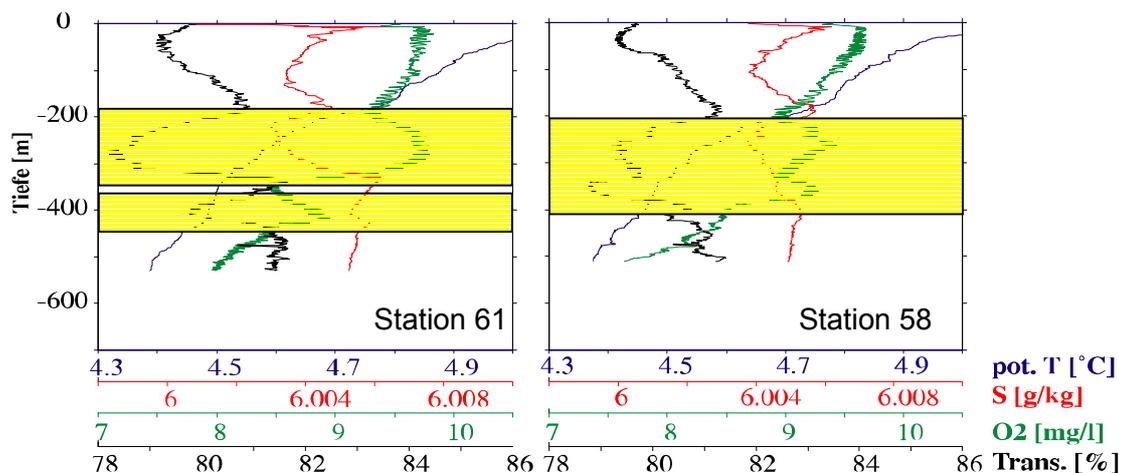


Abbildung 29: Fluktuationen der Profile in den Stationen 61 und 58

Station 61 wie auch Station 58 befinden sich nahe der südlichen Küste des Issyk-Kul (siehe Abbildung 32). Beide befinden sich unmittelbar vor einem Zufluss. Station 61 liegt 5 Kilometer vor der Mündung des Flusses Kara-Koo, und Station 58 wenige Kilometer vor der Mündung des Flusses Ton.

Die gelben Balken in Abbildung 29 stellen vermutete Anomalien dar. Die Anomalien lassen sich durch tiefe Transmission, tiefe Salinität und erhöhten Sauerstoffgehalt charakterisieren. Es kann vermutet werden, dass Zuflusswasser sich durch trübes Wasser (erosionsbedingte suspendierte Partikel), einer Salinität von unter 0.1 [g/kg] (Schmelzwasser aus den Bergen) und gesättigten O₂-Gehalten (gute Durchmischung) charakterisieren lässt. Die Vermutung liegt daher nahe, dass es sich bei den Anomalien um Mischwasser aus Zuflusswasser und Seewasser handelt.

Die Einschichtung eines Zuflusses in einen See wird durch die Mündungsgeschwindigkeit, die Einlaufgeometrie, die Einmischung des Umgebungswassers und die Strömungsverteilung beeinflusst [18]. Die Tiefe der Einschichtung des Gemisches aus Zufluss- und Seewasser wird hauptsächlich durch die vertikale Dichtestruktur im See und die Dichte des Mischwassers bestimmt. Anhand von CTD-Profilen kann die Einschichtung des Mischwassers verfolgt werden.

Um die Einschichtung des Flusses Kara-Koo zu verstehen, wurden vier CTD-Messungen vor der Mündung des Flusses durchgeführt. Sie bilden ein Transekt vom Ufer in den See hinaus. Die vier CTD-Profile des Transekts sind in Abbildung 30 dargestellt.

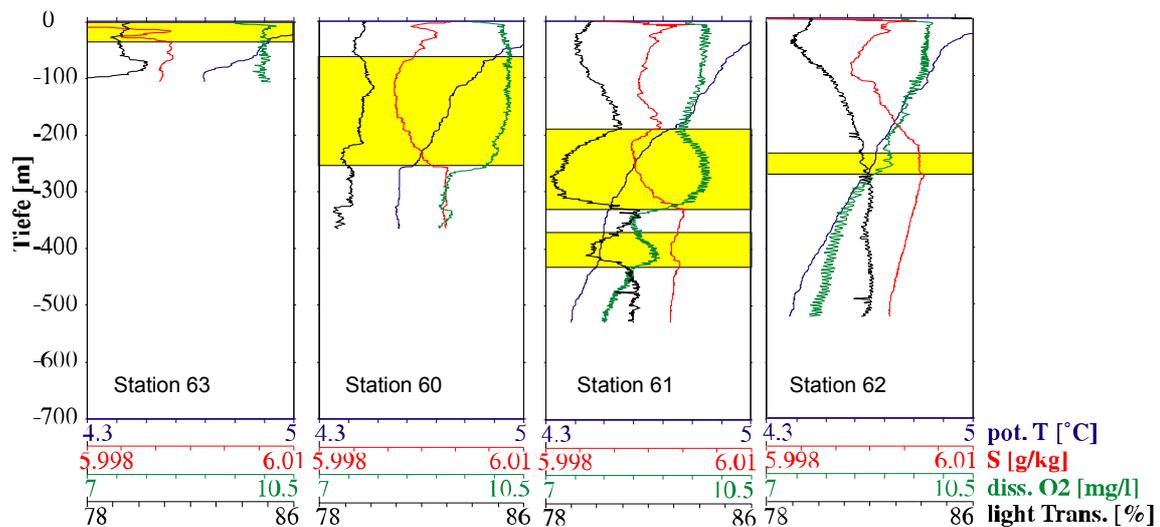


Abbildung 30: Transekt der CTD-Messstationen vor dem Fluss Kara-Koo

In Abbildung 30 sind vermutete Anomalien wiederum mit gelben Balken gekennzeichnet. Die Anomalien haben im gesamten Transekt ähnliche Charakteristika: tiefe Salinität, hohe Sauerstoffgehalte und tiefe Licht-Transmission. Die Hypothese, dass es sich bei den Anomalien um Mischwasser des Zuflusses und Seewasser handelt, wird dadurch erhärtet.

Die Station 62 ist am weitesten von der Mündung des Kara-Koo Flusses entfernt und weist keine deutlichen Strukturen mehr auf. Dies kann als Anzeichen gedeutet werden, dass die vermuteten Intrusionen nicht direkt ins offene Wasser hinaus fließen.

Um zu verifizieren ob die gefundenen Anomalien aktiv zur Tiefenwasserbildung beitragen, muss untersucht werden, wie tief diese Wassermassen im offenen Wasser des Issyk-Kul absinken können. Dazu wurden die Profile der potentiellen Dichte der vier Messstationen in Abbildung 31 dargestellt.

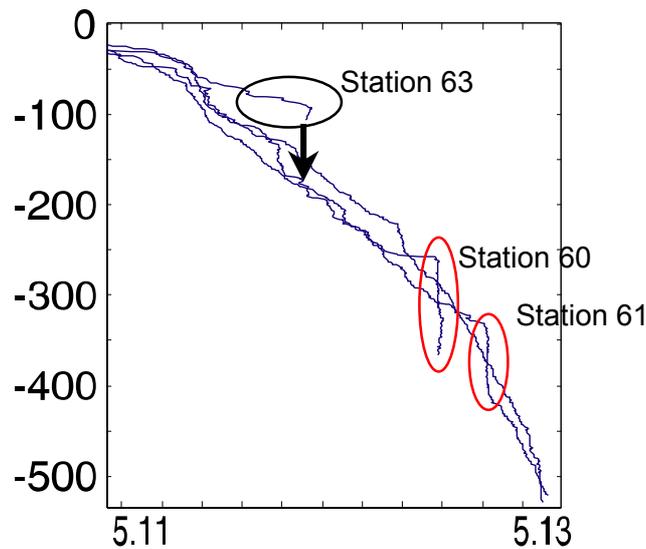


Abbildung 31: Profile der pot. Dichte der Stationen 63, 60, 61 und 62

Das Wasser bei Station 63 weist in Bodennähe eine potentielle Dichte auf, die der Dichte im offenen Wasser in einer Tiefe von 180 [m] entspricht. Deshalb kann angenommen werden, dass Wasser der Station 63 bis auf etwa 180 [m] absinken kann (siehe Kreis mit Pfeil). Die anderen Stationen weisen Schichten mit homogener Dichteschichtung auf (rote Kreise). In diesen Schichten kann es durch Turbulenzen leicht zu vertikaler Mischung kommen. Strukturen in den einzelnen Messstationen, sowie die Dichteprofile, lassen Tiefenwasserbildung bis zu einer Tiefe von 400 [m] vermuten.

Das Zuflusswasser besteht aus Schmelz- und Niederschlagswasser, deshalb kann eine Salinität von 0.1 [g/kg] im Zuflusswasser angenommen werden [21]. Der Issyk-Kul weist im Südwesten hingegen in einer Tiefe von 300 [m] eine Salinität von etwa 6.006 [g/kg] auf (siehe Abbildung 33). Nach diesen Annahmen beträgt der Anteil des aus dem Zufluss stammenden Wassers in den Strukturen weniger als 0.1% (siehe Anhang E). Falls das Zuflusswasser eine Temperatur von 0 [°C] aufweist, könnte 4.8 [°C] warmes Issyk-Kul-Wasser um etwa 0.005 [°C] abgekühlt werden (siehe Anhang E). Demnach ist der Anteil an Zuflusswasser in den Strukturen eindeutig zu klein, um eine signifikante Abkühlung und dadurch ein Absinken der Wassermassen zu bewirken. Der Zufluss ist daher nur für die Charakterisierung der Strukturen verantwortlich, während die niedrige Temperatur wohl durch abgekühltes Oberflächenwasser zustande gekommen sein muss.

Die CTD-Profile vor dem Fluss Ton enthalten zwar deutliche Hinweise auf Tiefenwasserbildung. Anhand der CTD-Messungen kann jedoch nicht eindeutig erklärt werden wie dieser Prozess zustande kommt. Bei den Anomalien muss es sich jedoch um abgekühltes Oberflächenwasser des Sees handeln, welches sich mit Zuflusswasser mischt und anschliessend absinkt.

7.3.4 Einteilung des Tiefenwassers in Zonen

Wie bereits erwähnt und anhand von Abbildung 21 diskutiert, ist die Temperatur- und Salinitätsverteilung im Issyk-Kul in horizontaler Richtung im Tiefenwasser überraschend inhomogen. In 300 [m] Tiefe variiert die Temperatur zwischen der südöstlichen Ecke und der nördlichen Küste um 0.2 [°C]. Die Salinität variiert in dieser Tiefe ebenfalls um über 0.003 [g/kg]. Auch in der Licht-Transmission sind unterschiedliche Werte feststellbar. Es wurde deshalb versucht, das offene Wasser des Issyk-Kul in Wassermassen verschiedener Salinität und Temperatur einzuteilen. In Abbildung 32 sind die Messstationen dementsprechend in 5 Zonen eingeteilt.

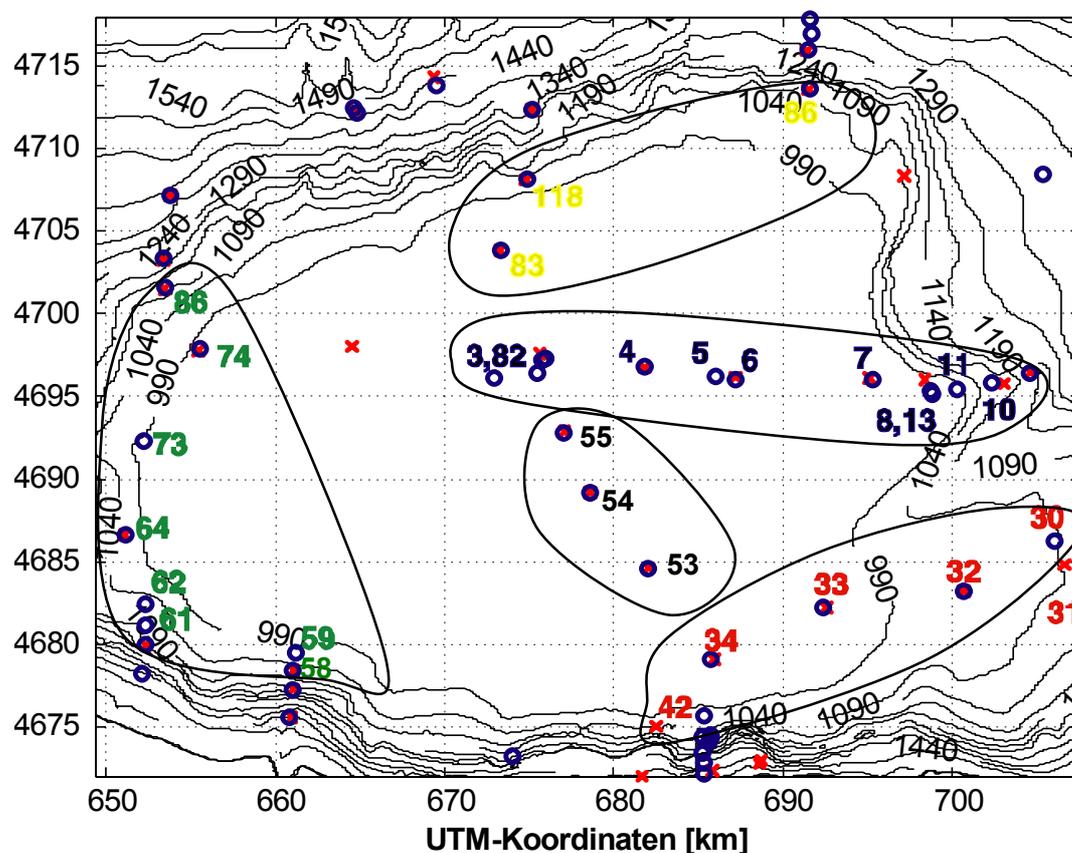


Abbildung 32: Messstationen in Zonen aufgeteilt

Zur Charakterisierung der Zonen wurden die Tiefenwasserprofile der einzelnen Zonen in Abbildung 33 in unterschiedlichen Farben dargestellt.

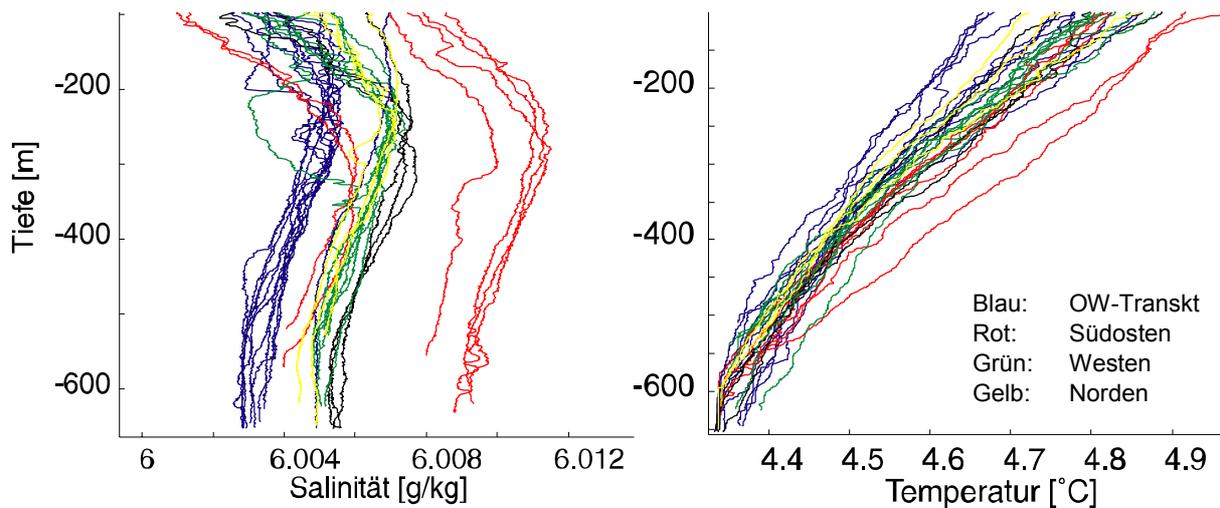


Abbildung 33: Tiefenprofile aufgeteilt in 5 Zonen

Abbildung 33 zeigt, dass in den CTD-Profilen entlang des West-Ost-Transekts und östlich der Station 3 die tiefsten Salinitäten des Tiefenwassers festgestellt werden können. Die Temperaturen der Tiefenprofile variieren jedoch zwischen den einzelnen Messungen derart, dass der See nicht in warme und kalte Zonen eingeteilt werden kann. Einige der CTD-Profilen des West-Ost-Transekts weisen jedoch die kältesten Temperaturprofile des Tiefenwassers auf.

Der südöstliche Teil des Tiefenwasserbeckens scheint sich durch eher warmes, salines Wasser auszuzeichnen. In dieser Region bildet der Tiefenwasserkessel eine Einbuchtung; dies lässt vermuten, dass horizontale Strömungen dort schwächer sind als im offenen Wasser. Die Folgerung liegt nahe, dass sich Wasser in dieser Region weniger stark mit dem restlichen Tiefenwasser mischt. Falls Tiefenwasser aus kaltem salzarmem Wasser gebildet würde und sich in den Tiefenwasserkessel einschichten würde, könnte dadurch das offene Wasser des Tiefenwasserkessels graduell kälter und salzärmer werden. Dies würde erklären, warum die isolierten Stationen in der Einbuchtung wärmer und saliner als das offene Wasser sind.

7.3.5 Horizontale Verteilung der physikalischen Eigenschaften

Durch Interpolation der CTD-Messungen lassen sich die horizontalen Verteilungen der verschiedenen physikalischen Parameter grafisch darstellen. Anhand der Interpolation kann die Verteilung zwar übersichtlicher dargestellt werden, jedoch ist nicht immer klar, was Artefakt der Interpolation ist und was der Realität entspricht. Bei der Analyse der interpolierten horizontalen Verteilung muss die Anzahl zur Verfügung stehender Messpunkte berücksichtigt werden. Die Messpunkte sind deshalb in den interpolierten Darstellungen der horizontalen Verteilungen durch Kreuze abgebildet. Es wurde jeweils die Verteilung für die Fläche in 5 [m] und in 500 [m] Tiefe berechnet. Je nach Interpolationsmethode ändert sich das Bild der horizontalen Verteilung ebenfalls. Für die Interpolation wurde die Kriging-Methode angewendet, da diese Tendenzen der Datenpunkte besser zum Ausdruck bringt. Bei dieser Methode werden hohe Messwerte mit anderen hohen Messwerten in Verbindung gebracht. Dadurch erscheinen einzelne Höchstwerte nicht als isolierte Maximums, sondern

eher als Teil einer Struktur von Messpunkten mit ähnlichen Werten. So können kontinuierliche horizontale Intrusionen besser erkannt werden.

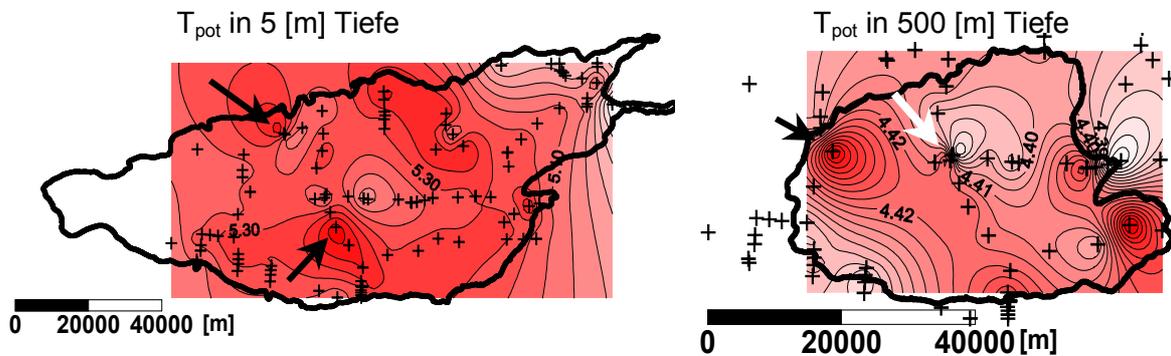


Abbildung 34: Horizontale Verteilung der potentiellen Temperatur in $^{\circ}\text{C}$

Abbildung 34 zeigt die horizontale Verteilung der potentiellen Temperatur in 5 [m] und 500 [m] Tiefe. Die räumliche Inhomogenität der Temperatur kann in beiden Figuren gut demonstriert werden. In 5 [m] wie auch in 500 [m] Tiefe können warme und kalte Regionen ausgemacht werden, die zum Teil nur auf ein einziges Profil zurückzuführen sind (schwarze Pfeile). Man darf allerdings die beiden Abbildungen nicht als Momentaufnahmen betrachten, da die Messungen über drei Wochen verteilt aufgenommen wurden. Die dargestellte Interpolation beruht zudem auch auf den Messungen der Station 3, bei denen innerhalb von 8 Tagen verschiedene Temperaturen gemessen wurden. In der Temperaturverteilung in 500 [m] sind deshalb grosse Gradienten in der Nähe von Station 3 erkennbar (weisser Pfeil). Die Temperaturverteilung in 5 [m] Tiefe lässt deutlich erkennen, dass die Wassertemperaturen in der nordöstlichen Randzone niedriger sind als im Rest des Sees.

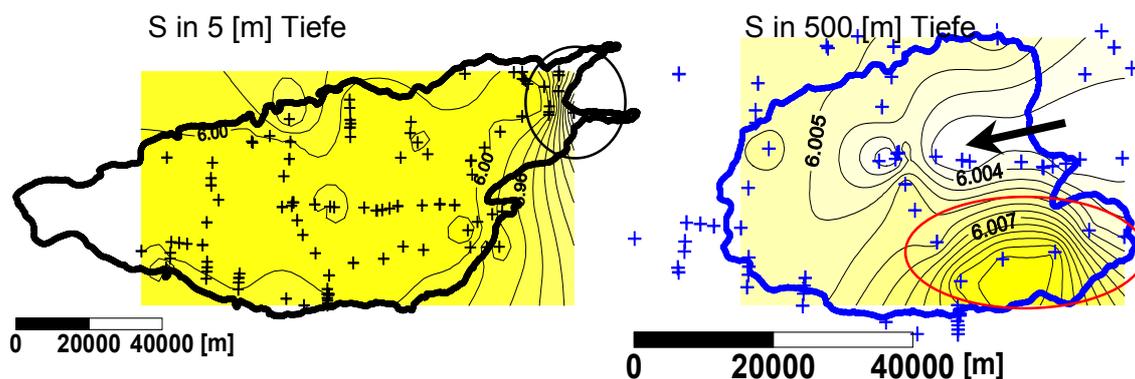


Abbildung 35: Horizontale Verteilung der Salinität in g/kg

Wie anhand der Salinitätsverteilung in 5 [m] Tiefe festgestellt werden kann, ist das Wasser in der nordöstlichen Randzone durch deutlich tiefere Salinitäten gekennzeichnet (schwarzer Kreis). Für diese Abnahme sind die beiden grossen Zuflüsse, Tyup und Karakol, verantwortlich, da sich dort das Süsswasser der Zuflüsse in das Seewasser einmischt. Dabei

ist zu beachten, dass in der Oberflächenverteilung der Abstand der Isolinien 40 mal grösser ist als in der Verteilung in 500 [m] Tiefe.

Die horizontale Verteilung der Salinität in 500 [m] Tiefe zeigt, dass der Südosten des Tiefenwassers deutlich saliner ist als der Rest des Sees (roter Kreis). Dies wurde auch schon in Abschnitt 7.3.5 festgestellt. Die Interpolation zeigt ebenfalls deutlich, dass im West-Ost-Transekt eine salzarme Zunge (Pfeil) von Osten her in den See dringt. Deshalb ist zu vermuten, dass salzarmes Wasser aus dem Osten in das Tiefenwasser eindringt.

Der absolute Salzgehalt im nordöstlichen Oberflächenwasser ist deutlich tiefer ($S < 5.9$ [g/kg]) als in der salzarmen Zunge im Tiefenwasser ($S \approx 6.004$ [g/kg]). Der Unterschied in der Salinität könnte durch kontinuierliches Einmischen von Issyk-Kul-Wasser in das nordöstliche Wasser erklärt werden. Es erscheint deshalb gerechtfertigt, die beiden Salzgehalte in Verbindung zu setzen.

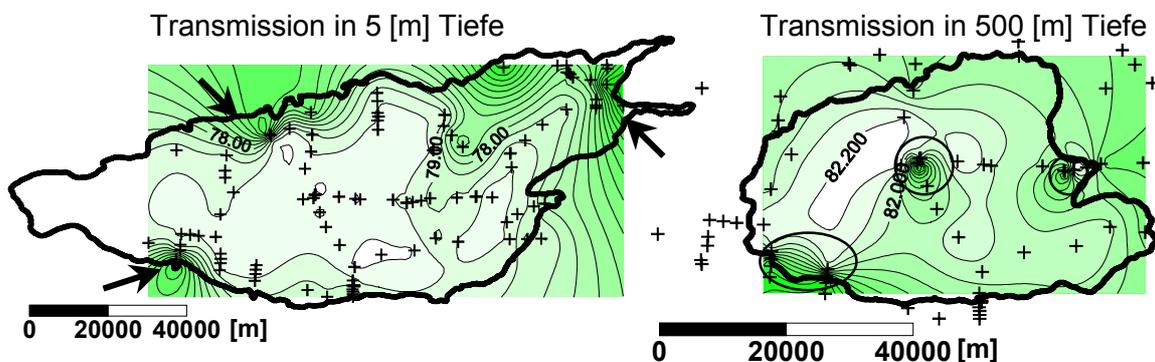


Abbildung 36: Horizontale Verteilung der Licht-Transmission in [%]

Die horizontale Verteilung der Licht-Transmission ist in Abbildung 36 dargestellt. In der Verteilung in 5 [m] Tiefe sind deutliche Abnahmen der Transmission vor mehreren Küstenregionen erkennbar (Pfeile). Da sich in diesen Regionen jeweils ein Zufluss befindet, könnte es sich wiederum um Mischwasser mit einem kleinen Anteil an Zuflusswasser handeln, das in den See eindringt. In 500 [m] Tiefe hingegen sind nur an Messstellen, an welchen auch Strukturen festgestellt wurden, erniedrigte Licht-Transmissionswerte gemessen worden (Kreise). Demnach können die horizontalen Dimensionen der beobachteten Strukturen nicht grösser als einige Kilometer sein.

7.3.6 Ersten Spekulationen

Während Strukturen in den CTD-Messstationen nahe eines Zuflusses oft mit diesem in Verbindung gebracht werden können (siehe Abschnitt 7.3.3), bedürfen Strukturen in der Mitte des Sees einer differenzierteren Interpretation.

Es stellt sich die Frage, welche Prozesse zu den Strukturen in den Messstationen (3, 8, 10 und 13) des West-Ost-Transektes führen. Die einzige plausible Erklärung sind Intrusionen fremdartiger Wassermassen, die in das offene Tiefenwasser eindringen. Da die

Abweichungen der Eigenschaften in den Anomalien relativ gering sind ($< 0.1\%$), muss es sich wahrscheinlich um Oberflächenwasser des Issyk-Kul handeln, dem ein kleiner Teil Zuflusswasser beigemischt worden ist. Die wichtigsten Zuflüsse, Tyup und Karakol, münden jedoch in die nordöstliche Randzone des Sees. Sie sind also geographisch weit entfernt von den beobachteten Strukturen.

Intrusionen können durch abkühlendes Oberflächenwasser entstehen. Die Abkühlung eines Gewässers läuft hauptsächlich über den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre ab und betrifft daher im wesentlichen das Oberflächenwasser des Sees [21]. Es ist offensichtlich, dass sich die gesamte Wassersäule in den seichten Randzonen schneller abkühlt als im offenen Wasser, da ja in seichten Regionen das Wasservolumen pro Einheit Oberfläche deutlich kleiner wird. Wie in Abschnitt 3.1 beschrieben, gibt es im Osten und Westen des Issyk-Kul grosse Gebiete, die sehr seicht sind. Die Geometrie des Issyk-Kul Beckens scheint daher ideal ausgelegt zu sein, um differentielles Auskühlen der Wassermassen zu ermöglichen. In der Literatur wird das schnelle Abkühlen der Uferregionen eines Sees als *differential cooling* bezeichnet [21].

In Abschnitt 7.3.1 wurde die Temperatur als treibender Faktor für Tiefenwasserbildung ermittelt. Deshalb kann angenommen werden, dass konvektive Mischung in Zonen stattfindet, in denen sich die gesamte Wassersäule schnell abkühlen lässt. Durch das Abkühlen gewinnt die Wassermasse an Dichte und kann eventuell bis ins Tiefenwasser konvektiv absinken.

Betrachtet man die Morphologie des Seebodens, so kann vermutet werden, dass dichteres Wasser aus der östlichen Randzone über die Messstationen 112, 113, 17, 15, 14 und 9 (siehe Abbildung 37) in das Tiefenwasser des Sees abfliessen könnte. Diese Vermutung gewinnt an Gewicht, da ausgeprägte Strukturen nahe der Station 9 gemessen wurden. Es kann daher vermutet werden, dass Strukturen, welche das West-Ost-Transekt prägen, durch Wassermassen entstehen, die aus den östlichen Randzonen kommen.

Einen weiteren Hinweis auf Tiefenwasserbildung in den nordöstlichen Randzone liefert die horizontale Verteilung der physikalischen Parameter. Anhand der horizontalen Schnitte kann das Wasser in der nordöstlichen Randzone als kalt, salzarm und trüb charakterisiert werden. Derartige Charakteristika zeichnen ebenfalls die Anomalien in den Stationen des West-Ost-Transekts aus. Der vermutete Zusammenhang zwischen nordöstlichem Oberflächenwasser und Anomalien im West-Ost-Transekt kann daher erhärtet werden.

Dass Intrusionen auch in der westlichen Randzone entstehen, kann nicht ausgeschlossen werden. Während der März-Expedition wurden aber in keinem der westlichen Profile signifikante Strukturen unterhalb 400 [m] Tiefe gefunden. Allerdings wurden im westlichen Teil des Sees nicht genügend CTD-Messungen durchgeführt um eine ausführliche Analyse zuzulassen.

Aus diesen Gründen wurde vor allem im nordöstlichen Teil des Issyk-Kul nach Prozessen der Tiefenwasserbildung gesucht.

7.3.7 Die nordöstliche Randzone des Issyk-Kul

Um jährlich 10 [%] des Tiefenwassers zu erneuern, müssen jährlich über $5 \cdot 10^{10}$ [m³] (siehe Anhang I) kaltes Oberflächenwasser ins Tiefenwasser absinken. Wie bereits diskutiert, scheint es zahlreiche Hinweise zu geben, dass die Intrusionen in der Mitte des Sees aus der nordöstlichen Randzone stammen müssen. Bei der Suche nach Prozessen der Tiefenwasserbildung muss die aussergewöhnliche Morphologie des Seebodens in der nordöstlichen Randzone beachtet werden. In Abbildung 37 ist der nordöstliche Teil des Issyk-Kul dargestellt. Die Karte stellt Isotiefenlinien dar, die auf zahlreiche Tiefenlotmessungen beruhen. Die Isotiefenlinien wurden numerisch berechnet. Es ist daher möglich, dass die Karte nicht ganz der Realität entspricht. Die wichtigsten Charakteristika sind jedoch erkennbar und stimmen mit Navigationskarten der Schifffahrt überein. Es kann aber vermutet werden, dass kleine räumliche Gebilde des Seebodens in der Abbildung 37 nicht realitätsnah wiedergegeben sind.

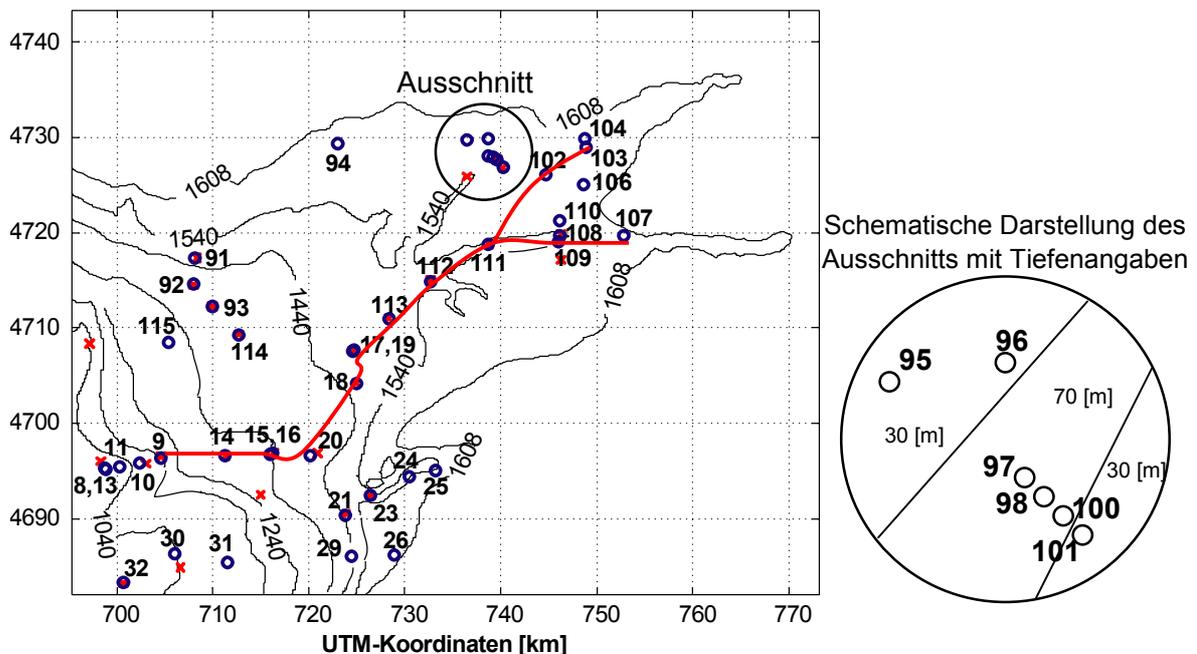


Abbildung 37: Nordöstliche Randzone des Issyk-Kul

Die nordöstliche Randzone des Issyk-Kul besteht aus Terrassen verschiedener Tiefen. Diese Terrassen sind von einer Vielzahl versunkener Täler durchschnitten [1]. Die versunkenen Täler entstanden wahrscheinlich zu einer Zeit, in welcher der Wasserpegel niedriger war. Flüsse erodierten damals tiefe Täler in die flachen Terrassen. Während heute die Terrassen zum Teil weniger als 20 [m] unter dem Wasserspiegel liegen, sind die versunkenen Täler über 90 [m] tief.

Diese aussergewöhnliche Morphologie des Seebodens sowie der Befund, dass die Temperatur der treibende Faktor für konvektive Mischung sein muss, lassen vermuten, dass die Terrassen und versunkenen Täler eine wesentliche Rolle bei der Tiefenwasserbildung spielen dürften.

Damit konvektive Mischung eintreten kann, muss die Wassersäule neutral oder instabil geschichtet sein. Da die Temperatur der stabilisierende Faktor zu sein scheint, kann konvektive Mischung bis zum Seeboden nur auftreten, wenn die vertikale Temperaturschichtung nicht stark stabilisierend wirkt. Dazu muss die Wassersäule annähernd homogene Temperatur aufweisen. Wie bereits diskutiert, ist dies in den flachen Randzonen am schnellsten der Fall. Bei anhaltender Abkühlung der Oberfläche des Sees könnte sich durch konvektive Mischung in den Randzonen über längere Zeitperioden, eine kalte bodennahe Wasserschicht über den Terrassen bilden. Es kann deshalb vermutet werden, dass Tiefenwasserbildung über den seichten Terrassen ihren Anfang hat.

Falls sich über den Terrassen eine kalte Wasserschicht bildet, kann angenommen werden, dass diese in die versunkenen Täler absinkt. Die versunkenen Täler können dabei wie Trichter wirken, da sich in ihnen das kalte Wasser sammeln und konzentrieren kann. Falls das kalte Wasser in den Tälern eine genügend grosse Dichte aufweist, könnte es den Tälern entlang Richtung Tiefenwasser abfliessen und sich dort in der entsprechenden Tiefe einschichten.

7.3.8 CTD-Messungen in der nordöstlichen Randzone

CTD-Profile in den versunkenen Tälern, sowie über den seichten Terrassen sollten Hinweise dazu liefern, ob sich in der östlichen Randregion Hinweise auf aktive Tiefenwasserbildung finden lassen.

In Abbildung 37 sind zwei Transekte (rote Linien) eingezeichnet, welche durch die Messstationen 9, 14, 15, 16, 20, 18, 17, 19, 113, 112, 111, 109, 107, 102 und 103 definiert werden. Die Transekte verlaufen vom östlichen Rand des Tiefenwasserkessels bis weit nach Osten in die versunkenen Täler hinein. Die Stationen wurden so gewählt, dass sie ein Transekt entlang einem vermuteten Talweg bilden. Falls ein Abfliessen von kalten Wassermassen in dieser Region stattfindet, müssten deshalb Hinweise in den erwähnten Stationen feststellbar sein.

In Abbildung 38 sind die Profile der potentiellen Dichten der Messstationen des Transekts in blau dargestellt. Dichte-Profile von den Messstationen über den seichten Terrassen (94, 104, 106, 109, 110) sind in rot dargestellt. Die schwarzen Dichte-Profile (97, 98 und 100) wurden über einem vermuteten Tal gemessen, welches nicht direkt an einen Zufluss mündet. (siehe Standorte der Messstationen in Abbildung 37)

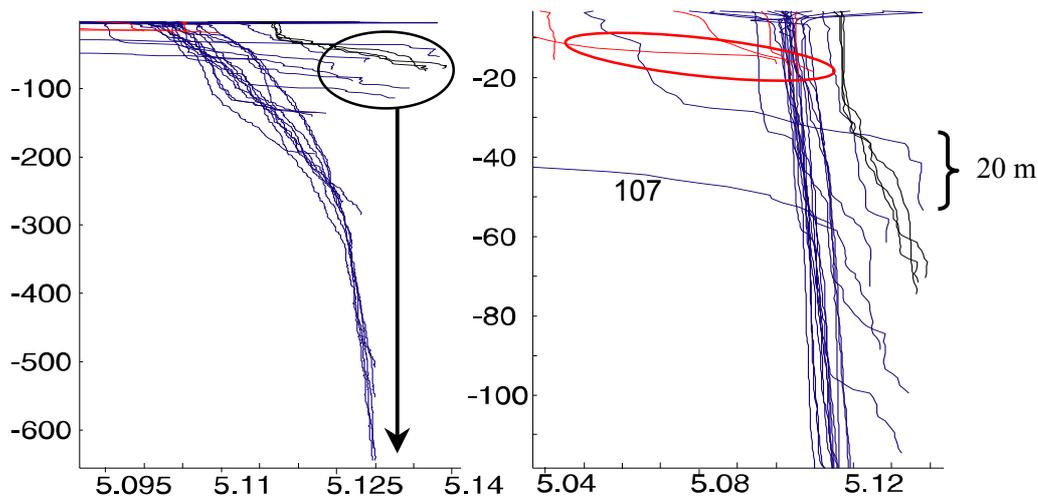


Abbildung 38: Potentielle Dichteprofile der Stationen im Nordosten

In Abbildung 38 sieht man deutlich, dass die potentiellen Dichten der blauen und schwarzen Profile am Seeboden sehr hoch sind (siehe Kreis). Es handelt sich dabei um Messstationen in den versunkenen Tälern. Die potentiellen Dichten in den versunkenen Tälern sind zum Teil deutlich höher als die Dichte des Tiefenwassers. Unabhängig davon, was letztlich der treibende Faktor für Tiefenwasserbildung ist, könnte das Bodenwasser aus den Tälern theoretisch bis an den Grund des Tiefenwassers absinken (siehe Pfeil), sofern die Geometrie des Seebodens dies zulässt.

Wie aus der rechten Grafik in Abbildung 38 hervorgeht, ist die bodennahe Wasserschicht mit erhöhter Dichte zum Teil über 20 [m] dick (siehe Klammer). Dies lässt vermuten, dass in der Region mengenmässig viel Tiefenwasser gebildet wird.

Die Profile über den seichten Terrassen weisen ebenfalls eine starke Zunahme der Dichte in Bodennähe auf (roter Kreis). Allerdings sind die maximalen Dichten nicht gross genug, um konvektive Mischung bis ins Tiefenwasser zuzulassen. Dies kann dadurch erklärt werden, dass sich das Wasser über den Terrassen bereits wieder erwärmt, und dass die effektive Tiefenwasserbildung zu einem früheren Zeitpunkt im Jahr stattgefunden hat. Mögliche wäre jedoch auch, dass über den Terrassen gebildetes kaltes und dichteres Wasser direkt in die angrenzenden versunkenen Täler abfließt.

Um den Prozess der Tiefenwasserbildung genauer zu analysieren wurden die zu den Dichteprofilen gehörenden Temperaturprofile in Abbildung 39 dargestellt. Zur Gliederung der Profile wurden wiederum die gleichen Farben wie für die Dichteprofile verwendet.

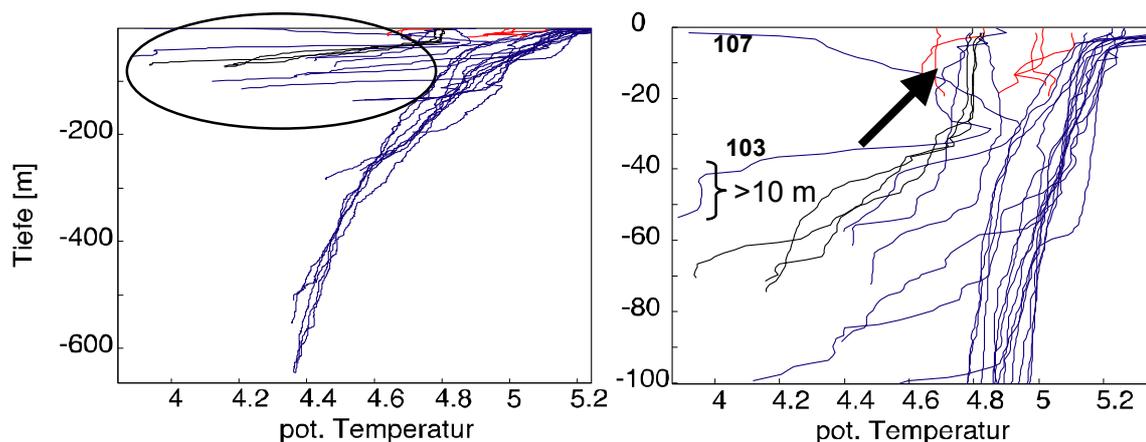


Abbildung 39: Temperaturprofile der Stationen im Nordosten

Sämtliche Profile, die in den versunkenen Tälern gemessen wurden, weisen sehr kalte Temperaturen in Bodennähe auf (siehe Kreis). Die kalten Temperaturen sind offensichtlich für die gefundenen hohen Dichten verantwortlich. Die Temperaturen in den versunkenen Tälern sind um mehr als ein halbes Grad kälter als die des Tiefenwassers. Die Vermutung, dass kaltes Wasser über den Terrassen in die Täler abfließt, bestätigt sich hiermit. Je weiter weg die Profile vom östlichen Rand gemessen wurden, desto wärmer wird die kalte, bodennahe Wasserschicht. Dies erklärt sich durch kontinuierliche, turbulente Einmischung von warmen Umgebungswasser.

Die rechte Grafik in der Abbildung 39 ist ein Ausschnitt der obersten 100 [m] der Wassersäulen. Sie zeigt, dass die kalte, bodennahe Wasserschicht zum Teil über 10 [m] dick ist (siehe Klammer). In den oberen 40 [m] der Wassersäule sind die Temperaturen, bis auf die Messstation 107, immer höher als 4.5 [°C], und damit eindeutig höher als die Temperatur im Tiefenwasser. Dies könnte ein weiterer Hinweis auf die eintretende Erwärmung der Wassersäule im Frühling sein.

Die Profile über den flachen Terrassen weisen nur ansatzweise kalte Wassermassen in Bodennähe auf. Die vertikalen Temperaturverteilungen über den Terrassen scheinen eher homogen zu sein. Wird angenommen, dass die gesamte Wassersäule über den Terrassen eine homogene Temperatur von 4.6 [°C] hat (siehe Pfeil), und sie sollte auf 4 [°C] abgekühlt werden, so müsste der See etwa 50 [MJ/m²] an Wärme abgeben. Da die mittlere Lufttemperatur im Winter 2 [°C] [1] beträgt, würde die 20 [m] tiefe Wassersäule sich in etwa 15 Tage auf 4 [°C] abkühlen (siehe Anhang F). Die Temperatur der gesamten Wassersäule hängt demnach stark von der Atmosphärentemperatur ab.

Um temperaturgetriebene konvektive Mischung über den Terrassen zu verstehen, wird die Salinität im Wasser vorerst nicht berücksichtigt. Dies scheint gerechtfertigt, da ja die Temperatur der treibende Faktor für die Tiefenwasserbildung ist. Bevor konvektive Mischung einsetzen kann muss eine homogene Temperaturverteilung in der gesamten Wassersäule erreicht werden. Im August beträgt die Wassertemperatur über den seichten Terrassen in 25 [m] Tiefe etwa 15 [°C]. Kühlt sich die Wassersäule im Herbst an der Oberfläche ab, wird schon ab 15 [°C] konvektive Mischung bis zum Grund der Terrassen möglich. Konvektive Mischung über den Terrassen ist daher schon ab einer Oberflächenwassertemperatur von 15 [°C] möglich. Durch weitere Abkühlung würde das Oberflächenwasser eine Dichte erhalten,

die nach dem Absinken auf den Grund der Terrassen ein laterales abfließen in die versunkenen Täler ermöglichen würde. Anhand dieser Überlegungen scheint es durchaus plausibel, dass sich während den kalten Wintermonaten ein Wasserstrom in den versunkenen Tälern bildet, der in Richtung Tiefenwasser abfließt.

Soweit es um das Verständnis der Abläufe bei der temperaturgetriebenen konvektiven Mischung geht, kann die Salinität ausser Acht gelassen werden. Für eine vollständige Diskussion der konvektiven Mischung ist die Salinität jedoch ebenfalls zu berücksichtigen. Dies trifft für die nordöstliche Randregion des Issyk-Kul umso mehr zu, da dort grosse Gradienten in der Salinität festgestellt wurden.

Deshalb wurden in Abbildung 40 die Salinitätsprofile der gleichen CTD-Messstationen wie für die Temperatur abgebildet.

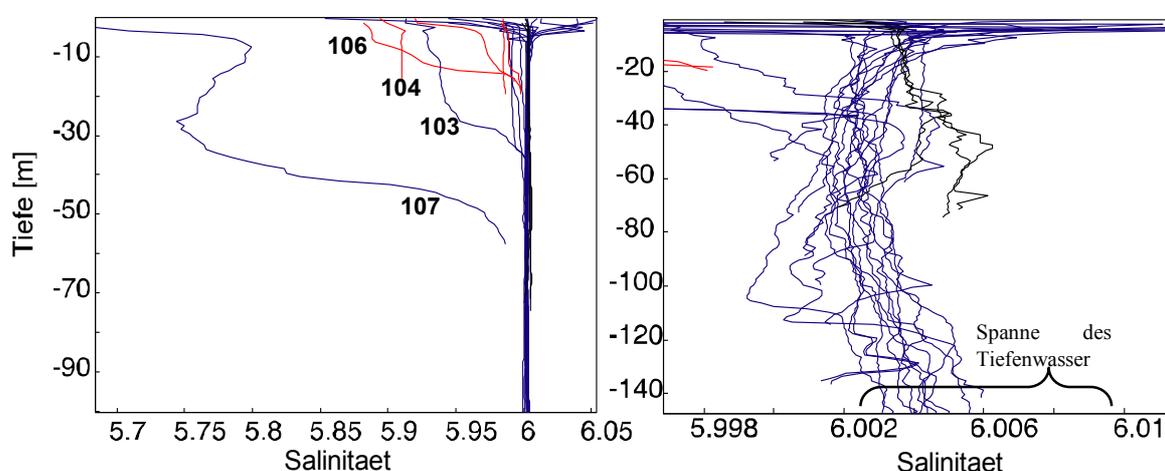


Abbildung 40: Salinitätsprofile der Stationen im Nordosten

Die linke Grafik zeigt starke Salinitätsänderungen zwischen den einzelnen CTD-Messungen. Die Salinitätsprofile der Messstationen 103, 104, 106 und 107 weisen deutlich tiefere Salinitäten auf. Geographisch befinden sich diese Messpunkte sehr weit im Osten des Sees, nahe den Mündungen der beiden Zuflüsse Tyup und Karakol. Wie bereits an der horizontalen Salinitätsverteilung diskutiert, ist die Abnahme der Salinität gegen den östlichen Rand des Issyk-Kul auf die Eimischung von Flusswasser zurückzuführen. An der Oberfläche ist diese Salzabnahme intensiver. Salzarmes Mischwasser ($S < 5.95$ [g/kg], siehe Abb. 40) weist eine niedrige Dichte auf und schichtet sich daher nahe der Oberfläche ein.

Wird die Salinität des Zuflusswassers mit der Salinität des Issyk-Kul verglichen, kann abgeschätzt werden, wie hoch der Anteil des Zuflusswassers in der kalten bodennahen Wasserschicht ist. Anhand der rechten Grafik in Abbildung 40, lässt sich eine mittlere Salinität von etwa 6.003 [g/kg] in der kalten bodennahen Wasserschicht feststellen. Normale Gletscherseen weisen eine Salinität von 0.1 [g/kg] auf [21]. Im Issyk-Kul liegt die höchste gemessene Salinität in 100 [m] Tiefe bei etwa 6.012 [g/kg]. Falls das Zuflusswasser aus dem Karakol-Fluss aus Schmelzwasser besteht, so beträgt der Anteil an Zuflusswasser in der bodennahen Wasserschicht weniger als 0.2 [%] (siehe Anhang E). Die bodennahe Wasserschicht besteht also fast ausschliesslich aus Issyk-Kul-Wasser. Wird angenommen, dass das Zuflusswasser eine Temperatur von 0 [°C] aufweist, könnte der Anteil Zuflusswasser

das Issyk-Kul-Wasser um lediglich etwa 0.01 [°C] abkühlen. Die Temperaturen in der bodennahen Wasserschicht müssen demnach durch abgekühltes Issyk-Kul-Wasser aus der Oberflächenschicht des Sees entstanden sein.

Dennoch weist die kalte, bodennahe Wasserschicht Salinitäten auf, die eher tiefer als die des Tiefenwassers sind (siehe Spanne des Tiefenwassers). Falls dieses Wasser Tiefenwasser bilden sollte, würde salzärmeres Wasser in das Tiefenwasser eindringen. Dies würde die Argumentation erhärten, welche zuvor anhand der horizontalen Verteilung der Salinität im Tiefenwasser entwickelt wurde (vergleiche Abbildung 35).

Die Rolle der beiden Zuflüsse bei der Bildung der kalten bodennahen Wasserschicht ist ziemlich komplex. Anhand Messstation 107 lassen sich jedoch einige Aussagen über die Rolle des Zuflusswassers machen. Das Temperaturprofil der Station 107 ist in Abbildung 39 beschriftet. Die Temperatur nimmt an der Oberfläche und am Seeboden auf etwa 4°C ab, während sie in 20 [m] Tiefe ein Maximum von 4.8 [°C] erreicht. Bis zu 40 [m] Tiefe können in Station 107 jedoch extrem tiefe Salinitäten festgestellt werden (siehe Abbildung 40). Es ist daher zu vermuten, dass sich in den oberen Schichten der Wassersäule kaltes und salzarmes Mischwasser mit einem relativ hohen Anteil an Zuflusswasser eingeschichtet hat. Obwohl das Mischwasser eine Temperatur hat, die dem Tiefenwasser entspricht, sinkt es aufgrund des tiefen Salzgehaltes nicht ab. Dies kann anhand des Dichteprofiles bestätigt werden (siehe Abbildung 38). Nahe des Seebodens kann wiederum eine Dichte festgestellt werden, die gleich gross ist wie Issyk-Kul-Wasser der entsprechenden Tiefe. Allerdings beträgt die Salinität nahe dem Seeboden annähernd 6 [g/kg]. Aus diesen Erkenntnissen lässt sich ableiten, dass kaltes Mischwasser mit einem zu hohen Anteil Zuflusswasser nicht in das Tiefenwasser absinken kann. Demnach wirken die beiden Zuflüsse Tyup und Karakol der Tiefenwasserbildung eher entgegen.

Durch die beiden Zuflüsse wird jedoch das Wasser aus der nordöstlichen Randzone mit tiefer Salinität charakterisiert. Dadurch lässt sich die Bewegung des Mischwassers besser verfolgen. Wie bereits vermutet, würde dies den Salinitätsgradienten im Tiefenwasser erklären, da ja kaltes salzarmes Wasser in das Tiefenwasser eingebracht würde.

7.3.9 Verteilung der physikalischen Eigenschaften in vertikalen Schnitten

Um den in Abschnitt 7.3.8 postulierten Prozess zu veranschaulichen, wurden vertikale Verteilungen der physikalischen Parameter durch Interpolation berechnet. Anhand der Morphologie des Seebodens und der Analyse der einzelnen Stationen im Nordosten wurde ein Transekt bestimmt, entlang dessen Verlauf vermutlich die Tiefenwasserbildung stattfindet. Dieses Transekt wurde durch das grösste versunkene Tal im östlichen Teil des Sees gelegt. Das Tal durchschneidet einen Grossteil der östlichen Terrassen und reicht bis vor die Mündung des Karakol-Flusses. Das nach dem Fluss benannte "Karakol-Transekt" ist in Abbildung 41 als roter Pfeil dargestellt.

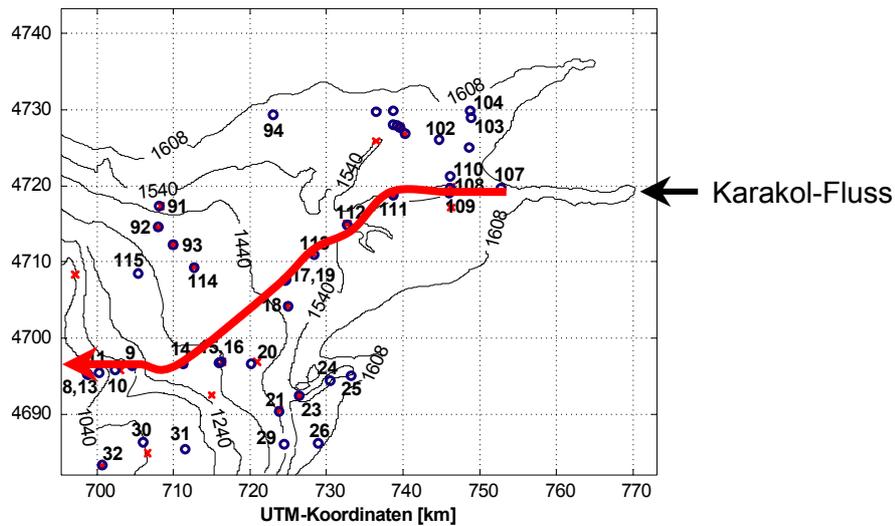


Abbildung 41: Vermuteter Abfluss des kalten Bodenwassers aus den Tälern

Folgende CTD-Messstationen bilden das "Karakol-Transept": 107, 108, 111, 112, 113, 17, 14, 9, 10, 11, 8, 7, 6 und 5. Da dichteres Wasser den Talweg entlang ins Tiefenwasser fließt, wurden das "Karakol-Transept" aus den Messpunkten gebildet, die dem stärksten Gefälle entlang angeordnet sind. Die Station 16 und 18 wurden im "Karakol-Transept" nicht berücksichtigt, da sie erstens etwas südlich des vermuteten Fliesswegs liegen und zweitens keine deutliche Abnahme der Temperatur in der Bodennähe aufweisen. In Abbildung 42 wurde die potentielle Temperatur der Stationen des "Karakol-Transektes" interpoliert. Die Distanz, welche auf der X-Achse aufgetragen ist, bezeichnet den Abstand der jeweiligen Messstation zur Messstation 5.

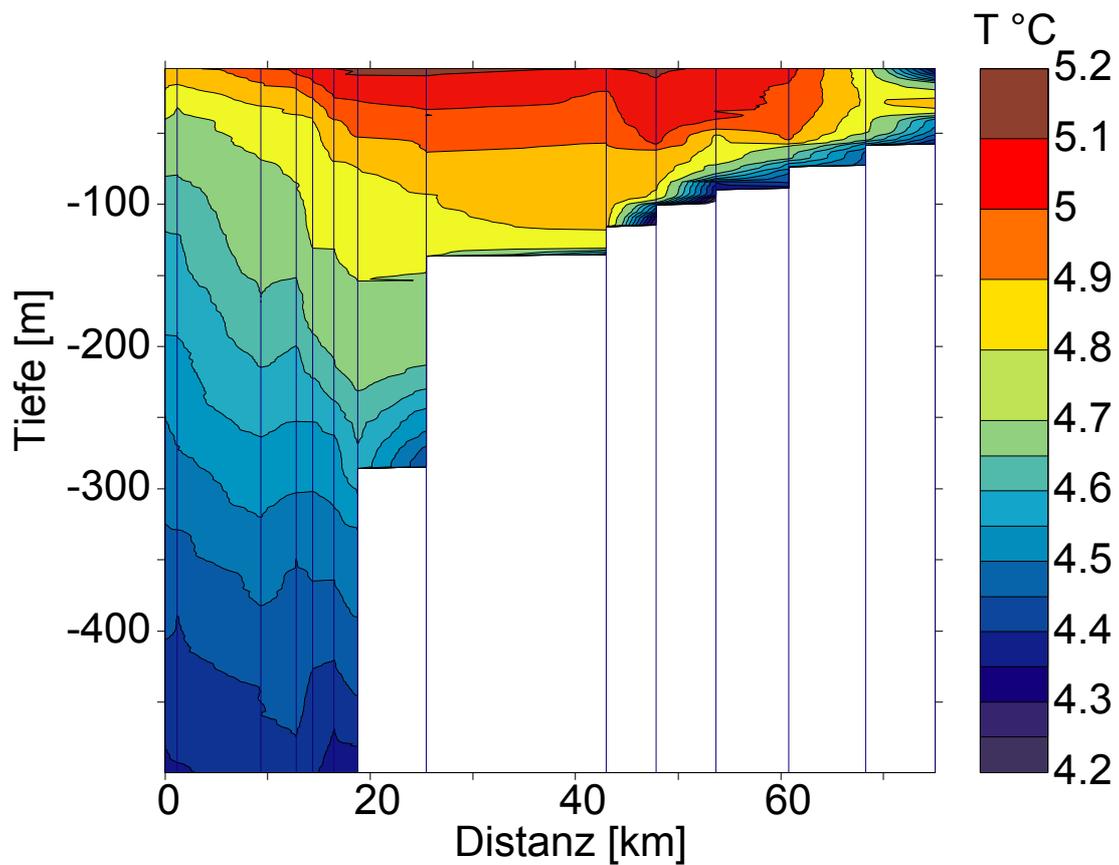


Abbildung 42: Potentielle Temperaturverteilung im vertikalen Schnitt

Der vertikale Schnitt der potentiellen Temperatur zeigt, dass das Wasser in Bodennähe im gesamten "Karakol-Transekt" ähnliche Temperaturen aufweist. Dies deutet darauf hin, dass entlang des Talwegs kaltes Wasser abfließt. Dies erhärtet die Hypothese der Terrassen- und Tal- Tiefenwasserbildung. Die anderen physikalischen Indikatoren wurden in Abbildung 43 analog interpoliert, um weitere Hinweise auf den vermuteten Prozess der Tiefenwasserbildung zu finden.

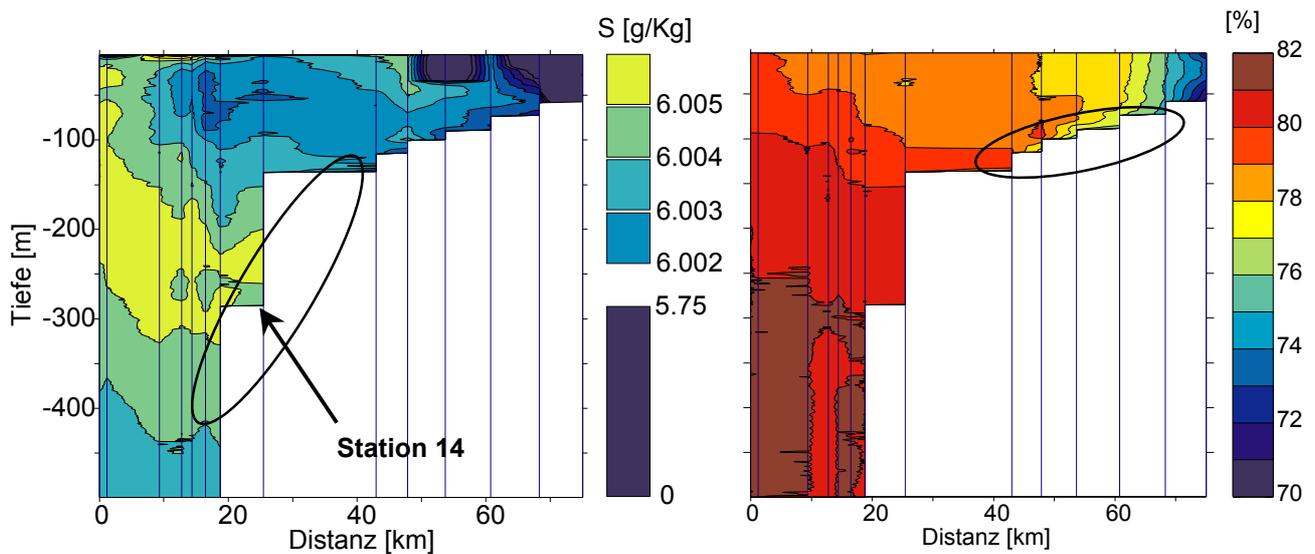


Abbildung 43: Salinität- und Licht-Transmissionsverteilung im vertikalen Schnitt

In der linken Grafik der Abbildung 43 ist die Salinitätsverteilung im Karakol-Transekt dargestellt. Bis etwa 35 [km] vor der Station 5 ist das Wasser noch geprägt von den tiefen Salinitätswerten der östlichen Randzone. Im steileren Gefälle (Kreis) hingegen nimmt die Salinität wieder zu und entspricht den Werten, die im offenen Wasser gemessen werden. Die Salinitäten, die unterhalb 400 [m] gemessen werden, sind jedoch wieder tiefer. Daraus ergibt sich, abgesehen von der CTD-Station 14, ein zusammenhängendes Bild der Salinitätsverteilung. Dies lässt vermuten, dass Station 14 nicht direkt über dem Talweg des Issyk-Kul liegt; an dieser Station könnte daher der Abfluss des Wasserstroms aus dem versunkenen Tal nicht festgestellt werden. Über den genauen Fliessweg der kalten bodennahen Wasserschicht kann nur spekuliert werden.

In der Licht-Transmission markiert der Zufluss im Osten das Wasser ebenfalls deutlich mit tiefen Werten. Diese tieferen Werte können ebenfalls nur bis 40 [km] vor der Station 5 verfolgt werden. Wie schon in Abbildung 21 zu sehen ist, nimmt die Licht-Transmission im Tiefenwasser nicht ab. Dies könnte jedoch mit der kontinuierlichen Sedimentation erklärt werden. Der Partikelanteil des Wassers würde dadurch während das kalte Wasser in Richtung Tiefenwasser abfließt (Kreis) kontinuierlich abnehmen.

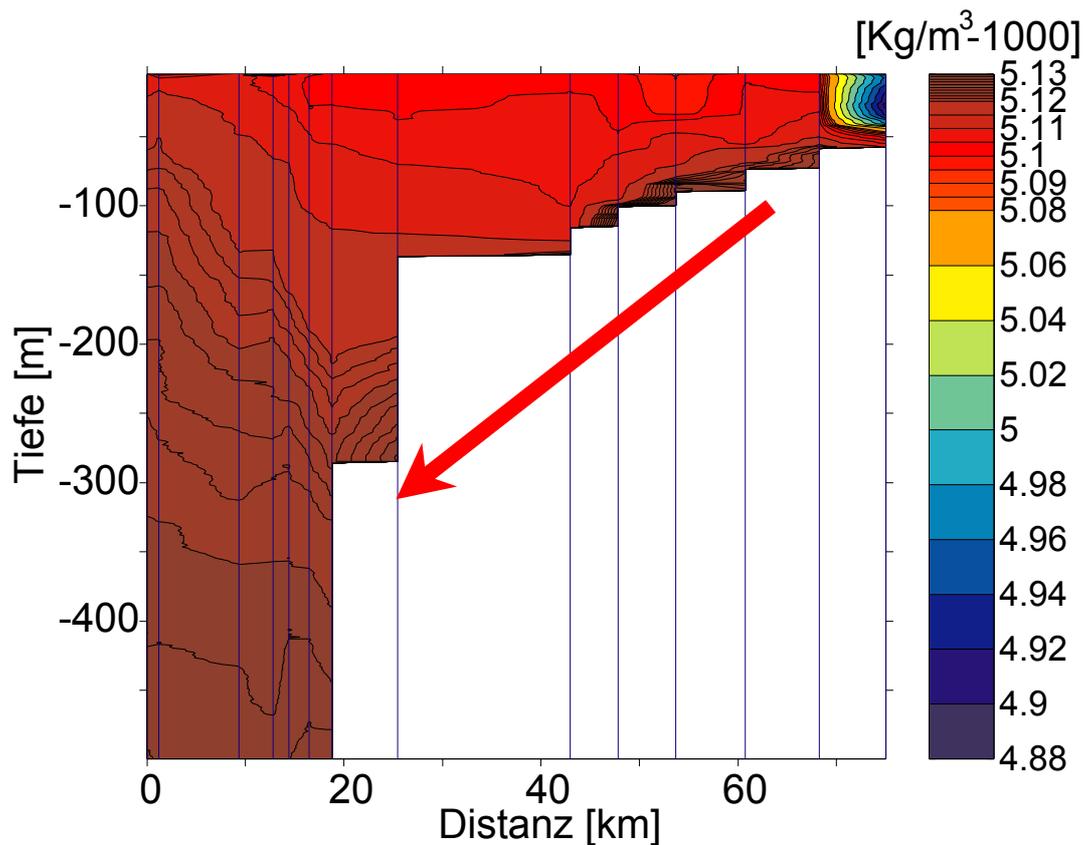


Abbildung 44: Potentielle Dichte im vertikalen Schnitt

Falls die Interpolation in Abbildung 44 die wirklichen Verhältnisse annähernd wiedergibt, lässt sich anhand der potentiellen Dichte zeigen, dass im "Karakol-Transect" eine zusammenhängende Wassermasse liegt. Diese Wassermasse würde durch ihre Dichte getrieben als Einheit in Richtung Tiefenwasser abfließen (Pfeil). Bezeichnenderweise wird in Station 14 ebenfalls dichteres Wasser in Bodennähe festgestellt, obwohl die Salinität sich in Station 14 deutlich von den abfließenden Wassermassen absetzt. Dies kann dadurch erklärt werden, dass auch Wasser, welches nicht von den Zuflüssen mit niedriger Salinität gekennzeichnet ist, in das Tiefenwasser absinkt, sofern es eine genügend hohe Dichte aufweist.

7.3.10 Auftrieb in der Mitte des Sees

In Abbildung 45 wurde das "Karakol-Transect" mit den weiter westlich gelegenen Stationen 3 und 74 ergänzt. Dabei wurde Station 3d (aufgenommen am 14.3.2001) verwendet, da dieses Profil keine Strukturen aufweist. Zudem gleicht das Profil 3d von allen Profilen der Station 3 am ehesten den Stationen 5 und 6. Es scheint daher angebracht, die Verteilung im vertikalen Schnitt durch den See mit den Daten der Station 3d zu berechnen.

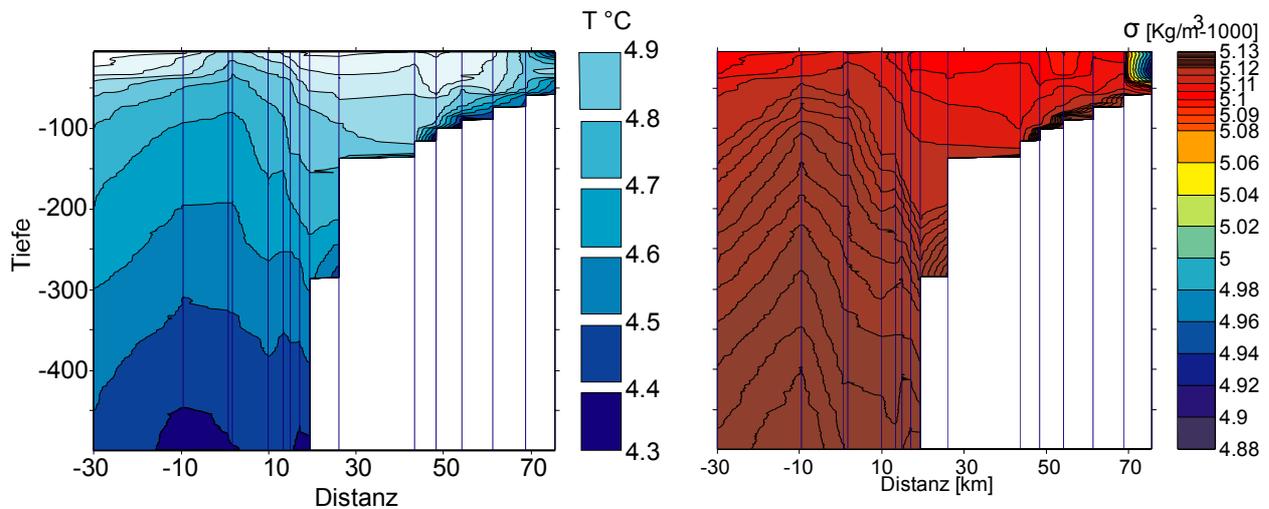


Abbildung 45: Vertikaler Schnitt durch den ganzen See (T_{pot} und σ_{pot})

Abbildung 45 zeigt, dass die potentielle Temperatur gegen die Seemitte hin abnimmt. In 100 [m] Tiefe ist die Temperatur in den Randzonen um etwa $0.2 [^{\circ}\text{C}]$ höher als in der Mitte des Sees. Die Abnahme der Temperatur gegen die Mitte des Sees kann in der gesamten Wassersäule festgestellt werden. In der Dichteverteilung werden ähnliche Strukturen beobachtet; dichteres Wasser kann in der Mitte des Sees in weniger grossen Tiefen gefunden werden.

Ähnliche Temperaturstrukturen wie in Abbildung 45 konnten von Kipfer anhand von CTD-Messungen im September 1996 in den obersten 200 [m] des Issyk-Kul beobachtet werden [20]. Romanovskiy beschrieb solche Temperaturverteilungen in den obersten 200 [m] als *doming* [3], da es den Anschein hat, dass das kalte Wasser in der Mitte des Sees einen Auftrieb erfährt. Romanovskiy erklärte *doming* als Folge eines grossräumigen *upwelling* Effekts (Auftrieb des Tiefenwassers), der durch die allgemeine Wasserzirkulation angetrieben wird. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass dieser Effekt auch für das Aufströmen von Wassermassen in über 400 [m] Tiefe verantwortlich ist.

Wahrscheinlicher ist, dass die grossräumige Tiefenwasserbildung in der nordöstlichen Randzone für das beobachtete *doming* von Wassermassen im Zentrum des Issyk-Kul verantwortlich ist. Es wäre möglich, dass sich neu gebildetes Tiefenwasser von den Seiten her unter dem alten Tiefenwasser einschichten. Dabei würden Wassermassen in der Mitte des Sees nach oben gedrückt, was die beobachtete Temperaturverteilung erklären könnte. Das zentrale *upwelling* würde demnach unmittelbar aus der Wasserbilanz für das Tiefenwasser folgen.

Dass es sich hier um reine Spekulation handelt, zeigt die linke Grafik der Abbildung 46, in der die Daten der Station 3 sowie der Station 4 in der Berechnung der Temperaturverteilung im vertikalen Schnitt verwendet wurden. In der linken Grafik ist die Temperaturverteilung in einer Tiefe von 300 [m] dargestellt.

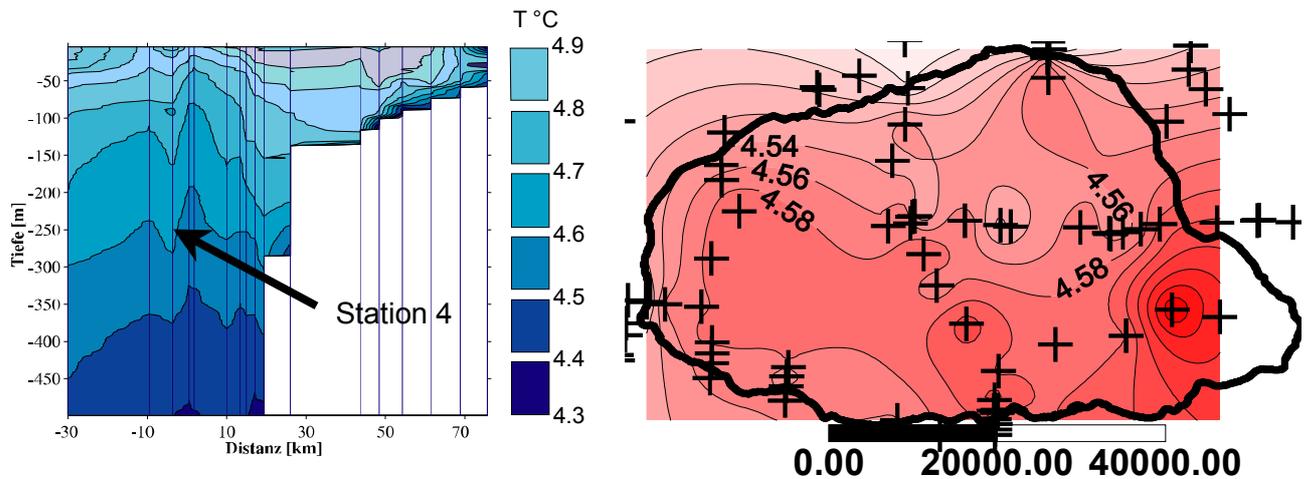


Abbildung 46: Potentielle Temperaturverteilungen im Issyk-Kul

Wie der West-Ost-Schnitt durch den ganzen See zeigt, sind die Isolinien der Temperatur nicht kontinuierlich gewölbt. Die Temperaturverteilung im vertikalen Schnitt hängt daher stark von den verwendeten Profilen ab. Werden die Daten der Station 4 für die Berechnung der Temperaturverteilung verwendet, so kann das *doming* nicht einwandfrei dargestellt werden. Anhand der horizontalen Verteilung der Temperatur in 300 [m] Tiefe kann das vermutete Aufströmen von Tiefenwasser in der Mitte des Sees ebenfalls nicht bestätigt werden (rechte Grafik der Abbildung 46). Die Temperaturverteilung in 300 [m] lässt eher auf eine inhomogene Temperaturstruktur schliessen. Erklärungen über eventuelles *upwelling* von Wassermassen in der Mitte des Sees müssen deshalb mit gebührender Vorsicht gewertet werden.

7.4 Diskussion der CTD-Messungen der August-Exkursion

Im Sommer erfolgt die Erwärmung eines Sees hauptsächlich über die kurzweilige Solarstrahlung. Diese wird im Wasser, abhängig von der Partikelkonzentration, in den obersten Metern der Wassersäule absorbiert. Infolge des Temperaturanstieges entsteht an der Seeoberfläche leichteres Wasser und somit eine stabile thermisch bedingte Dichteschichtung. Generell ist deshalb zu erwarten, dass Turbulenzen und Mischprozesse über die sich entwickelnde Thermokline im Sommer unterdrückt werden. Messungen im Tiefenwasser bestätigen dies weitgehend, da in keinem der CTD-Profile grössere Strukturen unter 300 [m] Tiefe ausgemacht werden konnten.

7.4.1 Messpunkte im Sommer

Während der August-Exkursion wurde versucht, die Wassersäule derselben Stationen zu untersuchen wie im März. Die Messstationen im August sind in Abbildung 47 beschriftet.

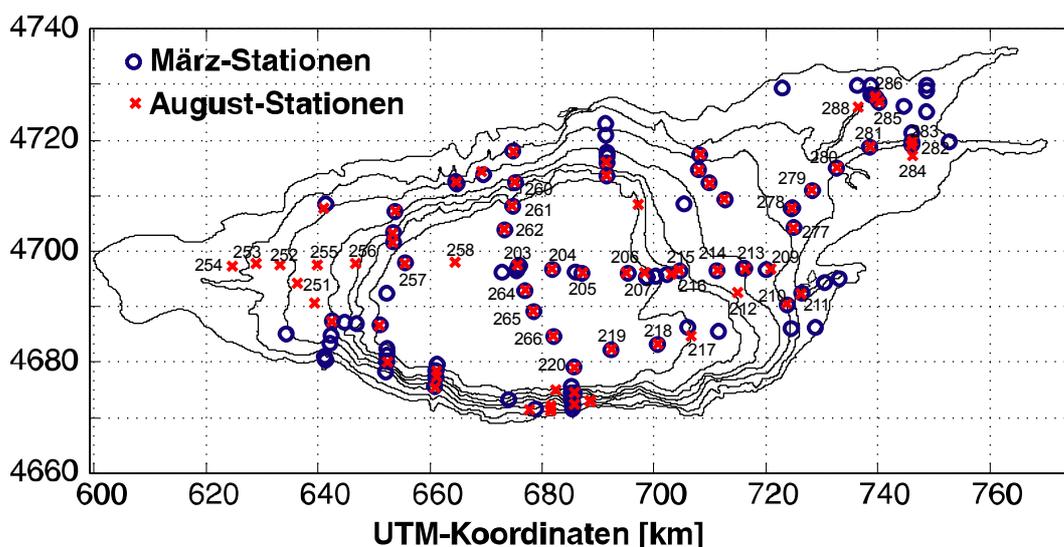


Abbildung 47: CTD-Messstationen während der August-Exkursion

7.4.2 Temperaturverteilung im Karakol-Transekt

Das "Karakol-Transekt", in dem während der kalten Wintermonate aktiv Tiefenwasser gebildet wird (siehe Abschnitt 7.3.9), wird im Sommer durch folgende Messstationen definiert: Station 205, 206, 207, 216, 215, 213, 278, 279, 280, 281 und 283. Abbildung 48 zeigt, dass die Temperaturstrukturen vom März sich weitgehend aufgelöst haben. Wie Temperatur- und Dichteverteilung zeigen, findet der postulierte Prozess der Tiefenwasserbildung im August erwartungsgemäss nicht mehr statt. Das bodennahe Wasser im Transekt ist weder kälter noch dichter als das Tiefenwasser. Es kann daher nicht durch klar unterschiedliche Eigenschaften vom offenen Wasser unterschieden werden.

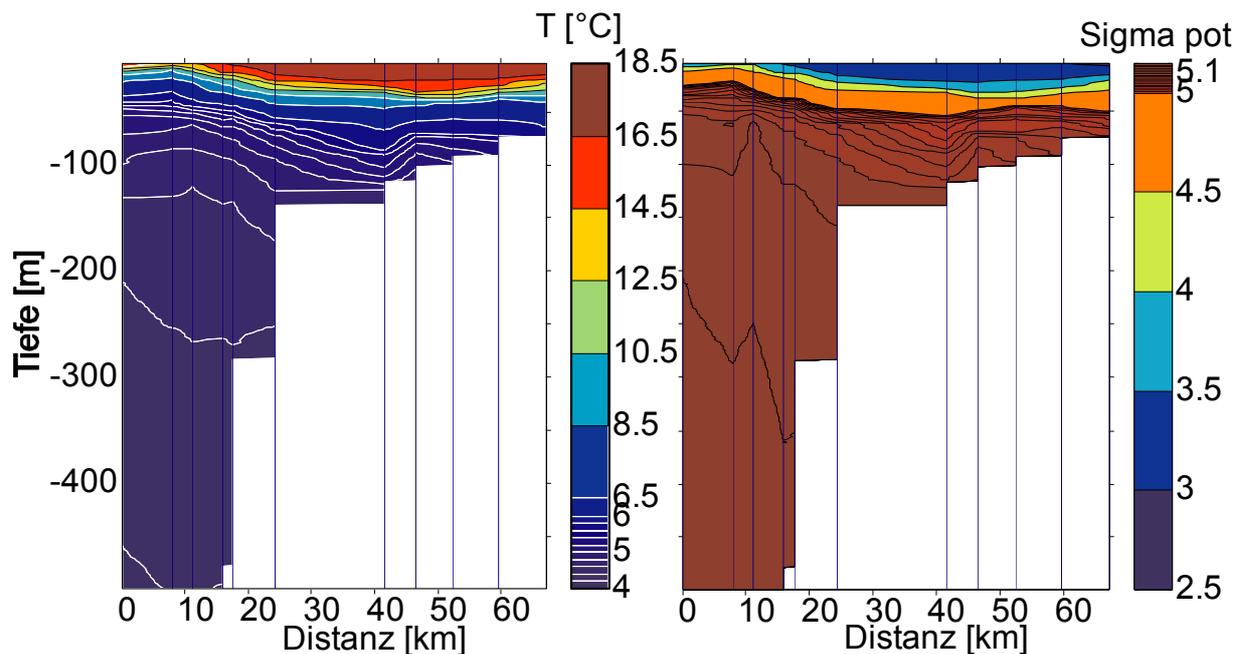


Abbildung 48: Vertikaler Schnitt entlang des Karakol-Transektes

Die vertikale Temperaturverteilung stabilisiert die Wassersäule durchgehend. Ungeachtet dessen kann es in salzhaltigen Gewässern auch bei stabilisierenden Temperaturprofilen zu konvektiver Mischung kommen. Zwei mögliche Hypothesen kommen für konvektive Mischung im Sommer in Frage:

- Dynamik des Sees:
Grossräumige rotierende Strömungen und zyklonische Windfelder könnten zu *upwelling* (Auftrieb) in der Mitte und *downwelling* (Absinken) in den Randzonen führen [3].
- Aufsalzung durch Evaporation:
Randzonen werden im Sommer stärker erwärmt, wodurch sich dort die Evaporationsrate erhöht. Dies führt zu einer höheren Salinität des Oberflächenwassers. Durch die starke Abkühlung in kalten Nächten könnte salzreiches Oberflächenwasser eine höhere Dichte erhalten und dadurch lokal absinken.

Anhand von CTD-Daten ist es schwierig, windgetriebene Strömungen zu untersuchen. Die mögliche Aufsalzung der Randregionen kann dagegen besser mit CTD-Messungen überprüft werden. Anhand von Wasserpegeldaten des Jahres 2001 kann eine minimale Evaporationsrate für sonnige Sommertage von 0.3 [cm/Tag] berechnet werden (siehe Abschnitt 7.4.5). Durch diese hohe Evaporationsrate kann die Hypothese der Aufsalzung des Oberflächenwassers erhärtet werden. Ähnlich wie im März könnte daher vermutet werden, dass dichteres Wasser in den versunkenen Tälern zusammenfliessen würde. Um die Hypothese zu überprüfen, wurden in Abbildung 49 die Dichteprofile des Tiefenwassers mit den Profilen der seichten Randzonen verglichen. Sämtliche Dichteprofile der Stationen in den seichten Randzonen sind

in rot dargestellt. Es handelt sich um alle Profile, deren maximale Tiefe nicht grösser als 200 [m] ist. Tiefenwasserprofile, deren maximale Tiefe über 500 [m] ist, sind in blau dargestellt.

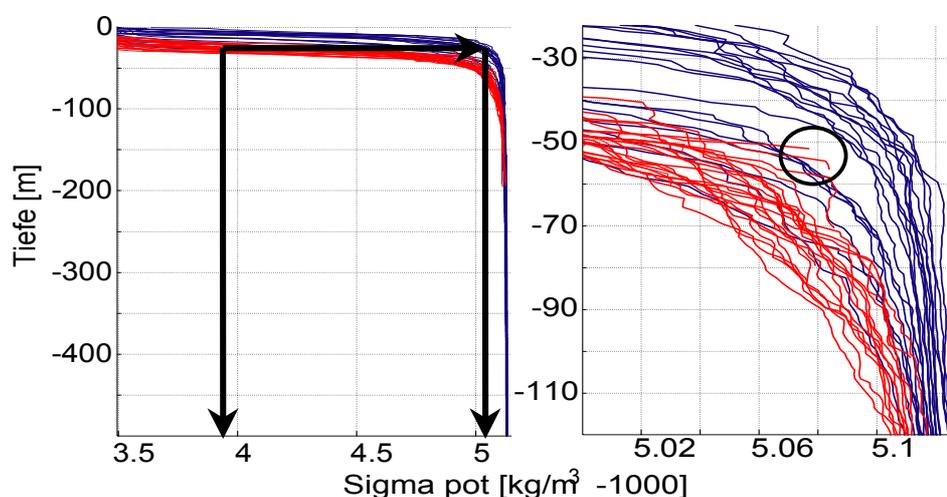


Abbildung 49: Dichtepprofile des Tiefenwassers und der Randzonen

Wie aus Abbildung 49 hervorgeht, weisen die Wassermassen in den Randzonen eher kleinere Dichten auf als Wassermassen im offenen Wasser der gleichen Tiefe (siehe Pfeil), was sich durch die unterschiedliche Temperatur erklärt. In etwa 30 [m] Tiefe beträgt die potentielle Dichte des Wassers in den Randzonen im Schnitt etwa 1004 [kg/m³], während im offenen Wasser die mittlere potentielle Dichte in dieser Tiefe etwa 1005 [kg/m³] beträgt. Anhand des vergrösserten Ausschnitts, kann festgestellt werden, dass auch in 100 [m] Tiefe die Situation ähnlich ist. Wiederum haben Wasserpakete in der Nähe der Küste in 100 [m] Tiefe eine kleinere Dichte als Wasserpakete aus dem offenen Wasser und aus der gleichen Tiefe. Die Vermutung, dass sich salzreiches Oberflächenwasser in den Tälern sammelt, bestätigt sich daher nicht. Der Schluss liegt also nahe, dass keine signifikanten Prozesse der Tiefenwasserbildung im August stattfinden. In der besser aufgelösten rechten Grafik der Abbildung 49 können zwar einzelne Profile mit erhöhter Dichte nahe dem Seegrund ausgemacht werden (Kreis). Doch auch die potentielle Dichte dieser einzelnen Profile lässt keine starke Konvektion zu. Eventuell könnte es jedoch zu lokaler konvektiver Mischung kommen, welche hier allerdings nicht weiter untersucht wurde.

7.4.3 Auftriebszone in der Mitte des Sees

In Abbildung 50 ist die Temperaturverteilung in einem West-Ost und einem Süd-Nord verlaufenden vertikalen Schnitt durch den See dargestellt. Die Temperaturverteilung weist auf warmes Wasser in den seichten Randzonen und kaltes Wasser in der Mitte des Sees hin. Dabei lassen sich generell ähnliche Temperaturstrukturen feststellen, wie sie auch schon von Kipfer [20] im September 1996 beobachtet wurden. Wie bereits in Abschnitt 7.3.10 diskutiert, könnte es sich hier um das von Romanovskiy postulierte *upwelling* in den obersten 200 [m] des Sees handeln.

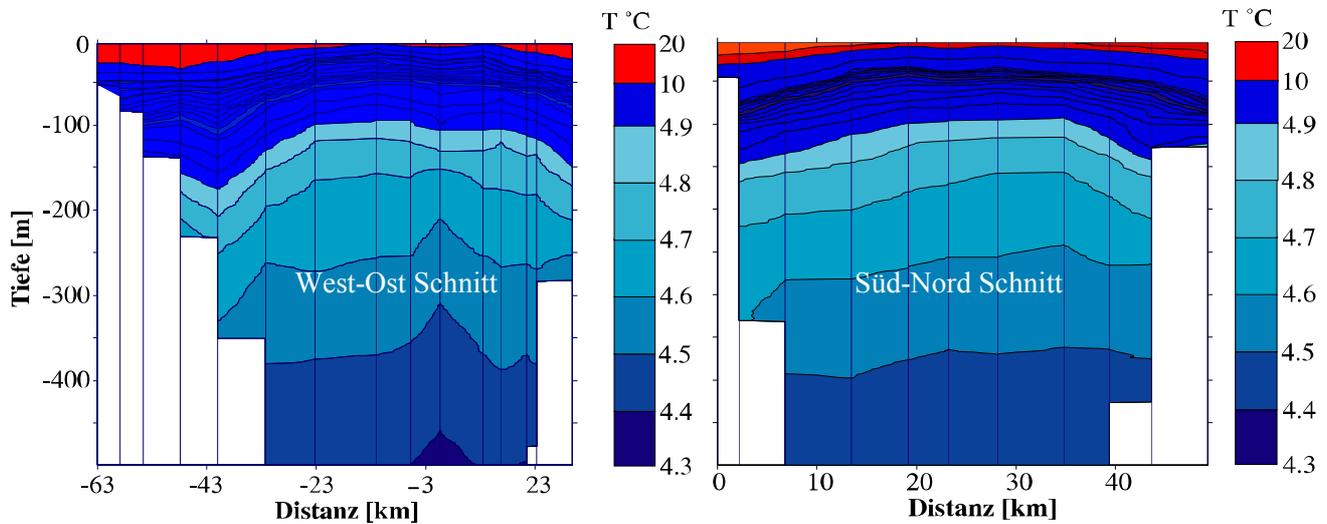


Abbildung 50: Potentielle Temperaturverteilung in vertikalen Schnitten

Die in Abbildung 50 beobachtete Temperaturverteilung lässt sich auch anhand der horizontalen Interpolation der CTD-Profile feststellen. Während die horizontalen Verteilungen der potentiellen Temperatur im März eine Auftriebszone nicht bestätigen, deuten horizontale Verteilungen im August deutlich auf das Aufströmen kalter Wassermassen in der Mitte des Sees hin (siehe Abbildung 51). Allerdings beschränkt sich die vermutete Auftriebszone lediglich auf die obersten 200 [m] des Sees.

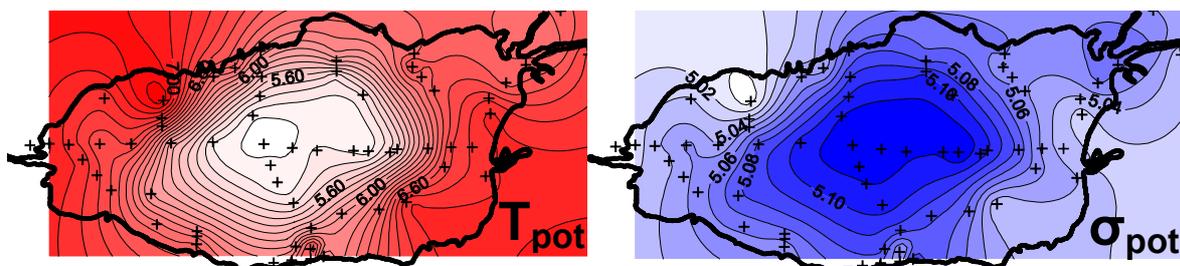


Abbildung 51: Horizontale Verteilung von T_{pot} [°C] und σ_{pot} [kg/m³] in 60 [m] Tiefe

7.4.4 Salinitätsverteilung im August

Die Salinitätsverteilung ist in den obersten 60 [m] des Sees im Sommer äusserst inhomogen. In den Randzonen wurden niedrige Salinitätsgehalte bis zu 25 [m] Wassertiefe gemessen. Unterhalb 25 [m] ist die Salinität jedoch deutlich höher als im offenen Wasser. In der Mitte des Sees können an der Oberfläche ebenfalls äusserst tiefe Salinitäten festgestellt werden. Jedoch ist die Süswasserschicht in der Mitte des Sees nur wenige Meter dick. Unterhalb der Süswasserschicht werden wiederum erhöhte Salinitäten gemessen.

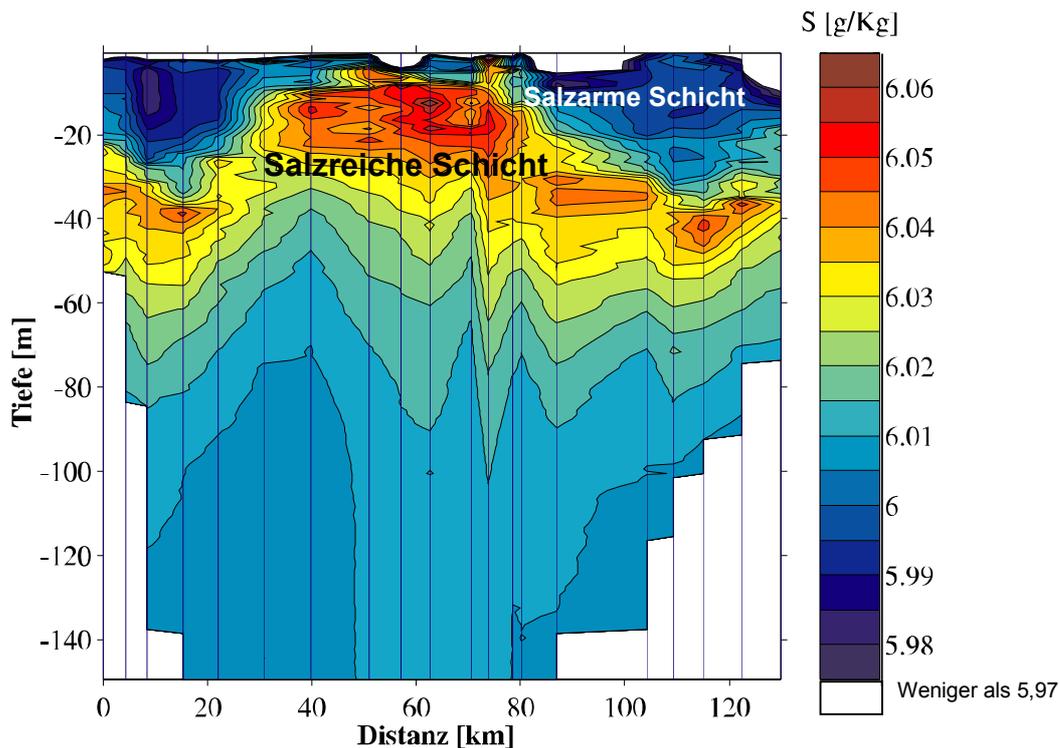


Abbildung 52: West-Ost Schnitt der Salinitätsverteilung

Niedrige Salinitäten in den obersten Metern sämtlicher CTD-Stationen weisen auf eine salzarme Schicht an der Oberfläche des Sees hin. Der tiefste gemessene Wert in dieser Schicht beträgt 5.53 [g/kg]. Dabei scheint die Salinität gegen die Oberfläche hin jeweils am stärksten abzunehmen. Die salzarme Oberflächenschicht ist in der Mitte des Sees nur wenige Meter mächtig, während sie in den Randzonen über 20 [m] dick ist. Unterhalb der salzarmen Schicht wird eine starke Zunahme der Salinität beobachtet. Diese Zunahme bildet eine salzreiche Wasserschicht mit einer Mächtigkeit zwischen 10 und 25 [m]. Die maximale Salinität in der salzreichen Schicht beträgt 6.1 [g/kg]. Dass es sich dabei nicht um ein Artefakt der Kalibrierungs-Algorithmen handelt, belegen die Temperaturversuche (siehe Abschnitt 6.1.6). In den Temperaturversuchen variierte die Salinität einer Wasserprobe bei einer Temperaturänderung von 15 [°C] um weniger als 0.007 [g/kg].

Um eine Erklärung für die seltsame Salinitätsverteilung zu finden, muss die Wasserbilanz des Issyk-Kul analysiert werden.

7.4.5 Wasserregime des Issyk-Kul

Nach Tsigelnaya [1] ist der Issyk-Kul jährlichen Wasserspiegelschwankungen ausgesetzt, die hauptsächlich vom Niederschlag, von den Zuflüssen, und von der Evaporationsrate abhängen. Maximale Wasserstände werden in der Regel im August erreicht. Diese werden durch starke, jährliche Niederschläge und Schmelzwasser infolge der warmen Temperaturen bedingt. Minimale Wasserstände werden hingegen im Februar-März erreicht, unmittelbar vor der trockensten Periode mit geringstem Niederschlag. Das *Institute of Water Problems and Water Power of Kyrgyzstan* notierte im Jahr 2001 täglich die Wasserpegelstände des Issyk-Kul.

Diese sind in Abbildung 53 dargestellt. Die gelben Balken in Abbildung 53 stellen die Zeitperiode der Exkursionen dar.

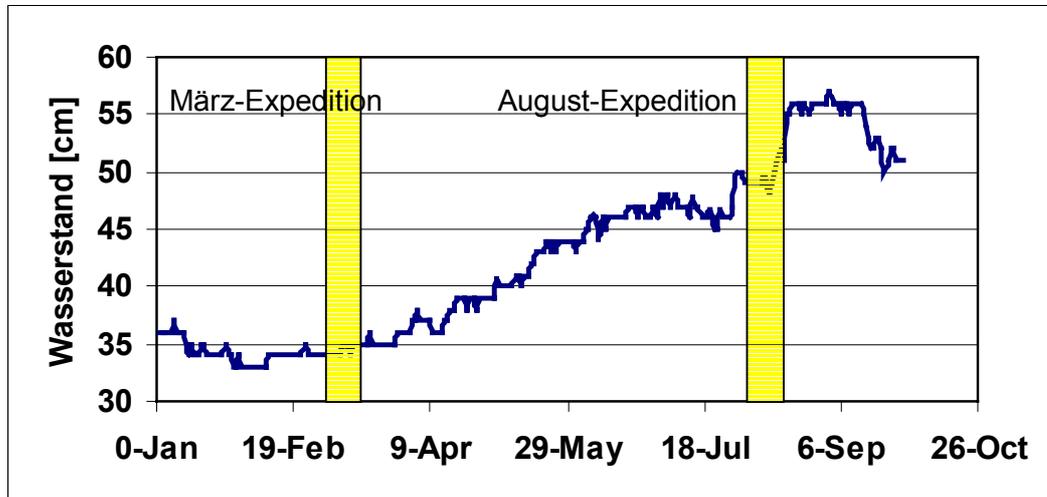


Abbildung 53: Wasserpegelstände des Issyk-Kul im Jahr 2001

Im Jahr 2001 wurde Anfang Februar der tiefste und Anfang September der höchste Wasserstand im Issyk-Kul registriert. Da der Issyk-Kul keinen Abfluss hat, muss jegliche Abnahme des Wasserspiegels auf die Evaporation zurückgeführt werden. Deshalb ist die Abnahme des Wasserstandes Mitte September darauf zurückzuführen, dass die Evaporationsrate beginnt die Zuflussrate zu überwiegen. Innerhalb von 16 Tagen sinkt der Wasserspiegel um 5 [cm]. Dies ergibt eine minimale tägliche Evaporationsrate von 0.3 [cm/Tag]. Dieser Wert ist als absolutes Minimum eines sonnigen Tages anzusehen, da vermutet werden kann, dass immer noch Wasser aus den Zuflüssen in den See gelangen. Grössenordnungsmässig stimmt die Evaporationsrate mit der jährlichen Evaporationsrate von 0.24 [cm/Tag] [1] überein.

7.4.6 Spekulation zur Salinitätsverteilung

Um die Salinitätsverteilung der Abbildung 52 zu erklären, müssten zeitlich mehr CTD Daten vorhanden sein. Anhand der vorliegenden CTD-Messungen können nur Spekulationen über die Verteilung des Zuflusswassers gemacht werden. Zudem muss beachtet werden, dass die CTD-Profile meistens erst ab 2 [m] Wassertiefe aufgenommen wurden. Die Salinität nimmt jedoch gerade in den obersten Metern drastisch ab. Da die Messungen nicht bis ganz an die Oberfläche reichen, ist die Salinität der obersten 2 [m] im wesentlichen nicht bekannt. Dies ist vor allem problematisch bei der Erstellung einer Salzbilanz des Sees.

Generell scheinen zwei Prozesse die Salinitätsverteilung im Sommer zu beeinflussen:

- Durch intensive Evaporation wird die Oberfläche des Issyk-Kul aufgesalzen. So kann eine salzreiche Wasserschicht an der Oberfläche entstehen.
- Zuflusswasser mischt sich in den Issyk-Kul ein. Da die Salinität des so entstehenden Mischwassers niedrig ist, schichtet sich das Mischwasser nahe der Oberfläche ein.

Im August wird eine salzarme Wasserschicht über einer salzreichen Wasserschicht beobachtet. Es muss daher angenommen werden, dass der Prozess der Aufsalzung zu einem früheren Zeitpunkt stattgefunden hat. Bei einer minimalen Evaporationsrate von 0.3 [cm/Tag] verdampfen täglich etwa 3 [kg/m²] Wasser. In diesen 3 [kg] waren etwa 18 [g] Ionen enthalten. Wenn sich diese Masse Ionen in einer Wasserschicht von 25 [m] Dicke verteilen, entspricht dies einer Salinitätszunahme von 0.00072 [(g/kg)/Tag]. Die Salinität variiert zwischen Tiefenwasser und der salzreichen Schicht um etwa 0.08 [g/kg]. Demnach könnte eine Salinitätszunahme von 0.08 [g/kg] innerhalb von 112 Tagen erreicht werden. Nimmt man jedoch an, dass die salzreiche Schicht nur 10 [m] dick ist (siehe Abbildung 52), bräuchte es dementsprechend nur noch 44 Tage um durch Evaporation die Schicht um 0.08 [g/kg] aufzusalzen. Diese Zeitskalen lassen eine Aufsalzung durch Evaporation im Frühjahr durchaus plausibel erscheinen.

Über das Wann und Wie kann nur spekuliert werden. So könnte zum Beispiel das Aufsalzen im Frühling stattfinden, bevor die grossen Wassermassen aus den Zuflüssen in den See gelangen. Der *doming-effect* (Auftrieb) in der Mitte des Sees, könnte dazu führen, dass sich das Zuflusswasser lange Zeit noch in den Randgebieten ansammelt. Derselbe *doming-effekt* würde erklären, warum die Süsswasserschicht in der Mitte des Sees sehr dünn ist.

8 Schlussfolgerung

8.1 Schlussfolgerung der CTD-Messungen im März

Die gründliche Analyse der CTD-Messungen und deren Diskussion führen zu einem Szenario, welches als Erklärungsmodell für die starke Tiefenwasserbildung im Issyk-Kul verwendet werden kann. In Abbildung 54 wird das Szenario der Tiefenwasserbildung im Issyk-Kul in 7 wesentlichen Schritten schematisch dargestellt:

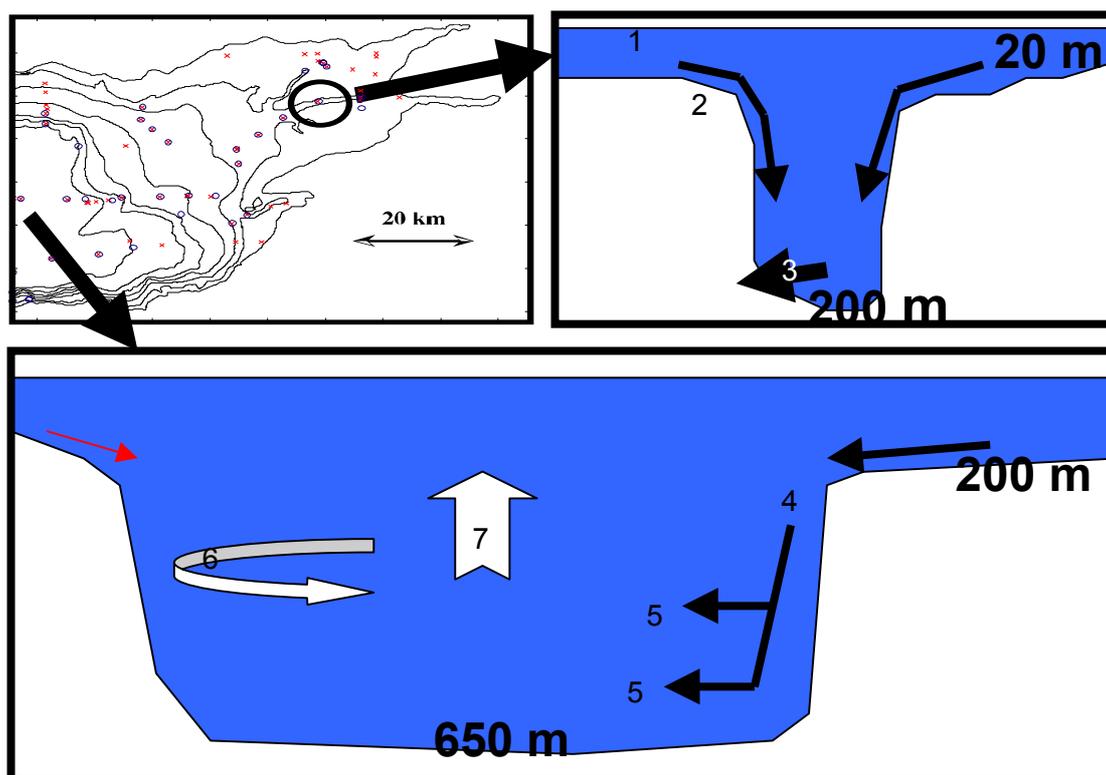


Abbildung 54: Schematische Darstellung der Tiefenwasserbildung im Issyk-Kul

8.1.1.1 Schritt 1

In den kalten Wintermonaten kühlt sich über den seichten Terrassen die Wassersäule so stark ab, dass konvektive Mischung bis auf den 20 [m] tiefen Grund reicht. Dass dies der Fall ist, wurde anhand der CTD-Messungen gezeigt. Zudem bildet sich jedes Jahr in den Randzonen des Sees eine Eisschicht die etwa 1 [%] der Seeoberfläche bedeckt [5]. Im Gegensatz zu den Randzonen, wo sich kaltes Bodenwasser bildet, wird im offenen Wasser abgekühltes Oberflächenwasser durch Einmischung von warmen Tiefenwasser beim Absinken sofort wieder erwärmt. Konvektive Mischung ist deshalb im offenen Wasser nur sehr beschränkt möglich.

8.1.1.2 Schritt 2

Das kalte Wasser am Seeboden der seichten Gebiete fliesst dem Gefälle entlang in die versunkenen Täler. In den seichten Randzonen gibt es zahlreiche Täler, die dazu in Frage kämen. Das kalte Wasser könnte sich so in grösseren Mengen am Grund der versunkenen Täler sammeln.

8.1.1.3 Schritt 3

Am Grund der versunkenen Täler fliessen die kalten Wassermassen dem Gefälle entlang in Richtung Tiefenwasser. Dabei bildet sich ein Strom von kaltem, dichtem Wasser, der sich in den Tälern progressiv aufbaut, und direkt ins Tiefenwasser eingeleitet wird. Wie anhand von CTD-Messungen belegt werden konnte, erreicht der kalte Wasserstrom eine beachtliche Mächtigkeit von über 20 [m].

8.1.1.4 Schritt 4

Der über 20 [m] mächtige Wasserstrom erreicht die Kante des Tiefenwasserkessels und sinkt ab. Da es sich um eine relativ grosse Menge kalten Wassers handelt, ist der Wärmeaustausch mit Umgebungswasser kleiner als bei einzelnen Wasserpaketen. CTD-Messungen belegen, dass kalte Wassermassen am östlichen Rand des Tiefenwasserkessels in das Tiefenwasser absinken.

8.1.1.5 Schritt 5

Der kalte Wasserstrom mischt sich teilweise mit Tiefenwasser und schichtet sich in der Tiefe, die seiner Dichte entspricht, ein. Dabei spielt nicht nur die Dichte des eindringenden Wassers, sondern auch die Dichte des Umgebungswassers eine wichtige Rolle. In Abbildung 55 wird gezeigt, dass Wasser einer bestimmten Dichte sich in verschiedenen Dichteprofilen in unterschiedlichen Tiefen einschichten würde.

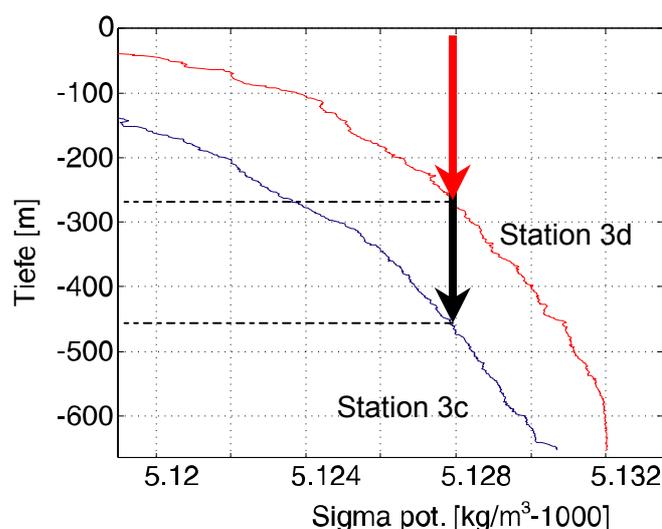


Abbildung 55: Potentielle Dichteprofile der Stationen 3c und 3d

Ein Wasserpaket mit einer Dichte von $1005.128 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ würde sich in der Wassersäule der Station 3c in einer Tiefe von etwa 450 [m] einschichten. Das gleiche Wasserpaket würde sich in der Wassersäule der Station 3d jedoch nur in etwa 270 [m] Tiefe einschichten. Es zeigt sich also, dass sich das Wasserpaket in unterschiedlichen Wassersäulen in verschiedenen Tiefen einschichtet. Dabei muss beachtet werden, dass Profil 3c und 3d reelle Dichteprofile des Issyk-Kul sind und an der gleichen Stelle des Sees gemessen wurden. Es lagen jedoch 8 Tage zwischen den beiden Messungen.

8.1.1.6 Schritt 6

Über horizontale Strömungen sind zurzeit noch keine Daten veröffentlicht worden. Jedoch wurde im März 2001 in Drifterexperimenten horizontale Strömungen von bis zu 60 [cm/s] gemessen. Die starke Variabilität der physikalischen Eigenschaften der Wassersäule an der Station 3 ist ebenfalls ein Hinweis auf intensiven advektiven Transport. Durch advektiven horizontalen Transport werden im Laufe der Zeit unterschiedliche Wassermassen an der Station 3 vorbei geführt. Es kann daher vermutet werden, dass an der Stelle, wo der Grossteil der kalten Wasserschicht aus dem Nordosten in das Tiefenwasser eindringt, zeitlich sehr unterschiedliche Wassermassen mit klar unterschiedlichen Eigenschaften vorbeiströmen. Wie in Schritt 5 demonstriert, hat die momentane, vorbeiströmende Wassersäule einen starken Einfluss auf die Einschichtungstiefe des kalten Wasserstroms. Der postulierte advektive horizontale Transport von Wassermassen konnte jedoch anhand der CTD-Messungen nicht belegt werden.

8.1.1.7 Schritt 7

Um die Wasserbilanz des Tiefenwassers auszugleichen, muss Wasser auch von der Tiefe wieder an die Oberfläche gelangen. Es kann deshalb spekuliert werden, dass sich während starker Tiefenwasserbildung eine starke Auftriebszone in der Mitte des Sees bildet. Dabei muss es sich um grossräumiges Aufströmen von kaltem Tiefenwasser handeln. So ein grossräumiger Prozess der Wasserdynamik konnte zu einem gewissen Grad durch die CTD-Messungen bestätigt werden.

Da die Wassermassen in den flachen Randregionen stärker abkühlen als im offenen Wasser, handelt es sich im beschriebenen Szenario um eine Art *differential cooling* [21].

Zudem konnten anhand von einzelnen CTD-Profilen unterschiedliche Wassermassen im Tiefenwasser gefunden werden. Dies deutet auf intensive und zeitlich intermittierende Mischungsprozesse hin.

8.2 Schlussfolgerungen aus den Messungen im August

Im August wurde anhand der CTD-Messungen keine signifikante konvektive Mischung festgestellt. Die allgemeine Vermutung, dass der See monomiktisch ist, kann deshalb bestätigt werden. Allerdings wurden Hinweise auf lokale, kleinräumige Mischprozesse gefunden, die jedoch nicht weiter untersucht wurden. Ebenfalls wurden Hinweise auf eine starke Aufsatzung der Oberfläche des Sees festgestellt. Die hohen Salinitäten in den oberen Schichten lassen sich durch starke Evaporation erklären. Diese muss in Frühjahr stattfinden, da im Hochsommer eine salzarme Wasserschicht den See bedeckt. Diese ist sehr wahrscheinlich auf die starke Zuflussrate im August zurückzuführen.

Zudem deutet die Temperaturverteilung im Sommer auf eine Auftriebszone in der Mitte des Sees hin. Diese Vermutung wird von der Dichteschichtung weiter untermauert.

8.3 Ausblick

Der Issyk-Kul kann als See mit intensiver Tiefenwasserbildung charakterisiert werden. Ein intensiver Prozess der Tiefenwasserbildung konnte in der östlichen Randzone anhand der CTD-Messungen belegt werden. Die westlichen Randzonen konnte hingegen nicht untersucht werden, da keine Messungen in der Region gemacht wurden. Ein ähnlicher Prozess der Tiefenwasserbildung kann jedoch auch in den westlichen Randzonen vermutet werden. Für eine Tiefenwasserbildung in der westlichen Randzone spricht der Umstand, dass keine salzarmen Zuflüsse einer Tiefenwasserbildung entgegenwirken würden. Nach dem in Abschnitt 8.2 beschriebenen Szenario sind jedoch versunkenen Täler ein wesentlicher Bestandteil des Prozesses der Tiefenwasserbildung. Im Westen des Sees gibt es zwar auch versunkene Täler, diese sind jedoch nicht als zahlreich und ausgeprägt wie im Osten des Sees. Dies würde wiederum gegen einen ähnlichen Prozess im Westen des Sees sprechen. Da das Oberflächenwasser im Westen des Sees nicht durch die Zuflüsse eine eindeutige Charakterisierung erhält könnte es auch wesentlich schwieriger sein, Wassermassen anhand von CTD-Messungen in dieser Region zu verfolgen.

Die intensive Tiefenwasserbildung des Issyk-Kul hat eine wesentliche Bedeutung für die Ausbreitung von Schadstoffen im See. Durch die gute Mischung kann vermutet werden, dass Schadstoffe sich im Falle einer Verunreinigung im ganzen See verteilen. Dies führt zu einer starken Verdünnung der Belastung. Negativ dabei ist jedoch, dass sich die Schadstoffbelastung im ganzen See verteilen könnte.

9 Anhang

9.1 A CTD-Messstationen der März-Expedition

CTD-Station	Datum/Zeitpunkt	Breitengrad	Längengrad	UTM-X [km]	UTM-Y [km]
1	5.3/12:23	42.55741667	77.0647167	669506	4713828
2	5.3/19:30	42.54373333	77.0072667	664822	4712172
3	6.3/8:10	42.40715	77.1384167	675970	4697290
3a	6.3/13:30	42.39983333	77.1322	675488	4696445
3b	6.3/17:25	42.39743333	77.1006833	672888	4696133
3c	6.3/19:45	42.40655	77.1356833	675743	4697223
4	6.3/20:30	42.40118333	77.2093333	681840	4696761
5	6.3/22:15	42.39375	77.2740667	687189	4696069
6	7.3/7:00	42.39545	77.2596833	685994	4696253
7	7.3/10:55	42.3907333	77.3731	695338	4695983
8	7.3/12:10	42.38395	77.4136667	698698	4695306
9	7.3/13:00	42.39196667	77.4855167	704595	4696371
10	7.3/13:20	42.38711667	77.4582167	702369	4695782
11	7.3/14:30	42.38448333	77.4331667	700297	4695413
13	7.3/18:20	42.3829	77.4155167	698862	4695187
14	7.3/19:50	42.39166667	77.5666833	711273	4696539
15	7.3/21:05	42.39305	77.6263167	716184	4696844
16	8.3/7:30	42.39255	77.6240833	716003	4696776
17	8.3/10:10	42.48868333	77.73435	724737	4707736
18	8.3/11:00	42.4569	77.7358833	724965	4704223

19	8.3/11:20	42.4875	77.7325333	724582	4707608
20	8.3/12:50	42.38975	77.6744667	720152	4696597
21	8.3/13:45	42.33256667	77.7162333	723785	4690351
23	8.3/16:45	42.35015	77.7488167	726422	4692412
24	8.3/17:10	42.36633333	77.7990667	730505	4694337
25	8.3/17:35	42.37158333	77.8325167	733230	4695014
26	9.3/7:30	42.29291667	77.777	728941	4686133
27 (?)	9.3/9:05	42.29285	77.8186	732377	4686215
29	9.3/9:30	42.29383333	77.7227833	724472	4686081
30	9.3/11:20	42.30071667	77.4993167	706036	4686287
31	9.3/12:15	42.29163333	77.5667167	711608	4685434
32	9.3/13:50	42.27473333	77.4332667	700669	4683230
33	9.3/14:50	42.26746667	77.3328333	692398	4682196
34	9.3/15:30	42.24123333	77.2513833	685762	4679084
36	9.3/16:45	42.17915	77.2442	685347	4672190
37	9.3/17:00	42.1736	77.2439167	685341	4671573
38	9.3/17:10	42.18501667	77.2443667	685353	4672838
39	9.3/17:20	42.19025	77.2434	685246	4673422
40	9.3/17:30	42.19916667	77.2432	685220	4674409
41	9.3/17:55	42.19686667	77.2480833	685617	4674173
42	9.3/18:15	42.21045	77.2446	685302	4675677
43	9.3/20:00	42.19155	77.1070667	673979	4673289
44	10.3/8:36	42.17536667	77.1660167	678911	4671592
47	10.3/10:55	42.19808333	77.249	685682	4674298
52	10.3/16:50	42.19975	77.2488333	685677	4674483
53	10.3/17:55	42.29186667	77.2077	682017	4684635

54	10.3/18:45	42.33345	77.16715	678557	4689145
55	11.3/19:20	42.3669	77.1497333	677020	4692841
56	11.3/7:20	42.23066667	76.9506833	660966	4677300
57	11.3/7:45	42.2154	76.9485167	660845	4675600
58	11.3/8:05	42.24096667	76.95155	661032	4678444
59	11.3/8:55	42.25045	76.95445	661236	4679528
60	11.3/10:05	42.25655	76.8459667	652261	4680007
61	11.3/10:25	42.26695	76.8469333	652328	4681150
62	11.3/10:45	42.27855	76.8472	652323	4682446
63	11.3/11:35	42.24075	76.843	652070	4678244
64	11.3/12:45	42.3168	76.8332167	651087	4686647
65	11.3/14:10	42.32005	76.7815833	646821	4686927
66	11.3/14:30	42.32283333	76.7559167	644686	4687191
67	11.3/15:00	42.32501667	76.7293833	642506	4687393
68	11.3/15:20	42.30078333	76.7259333	642263	4684704
69	11.3/15:30	42.28808333	76.7245833	642177	4683283
70	12.3/16:45	42.30598333	76.6295	634306	4685133
71	12.3/18:20	42.2676	76.7114667	641147	4680978
72	12.3/18:40	42.2616	76.7128167	641274	4680333
73	12.3	42.36738333	76.8489167	652246	4692320
74	12.3/23:20	42.41703333	76.8897333	655486	4697884
75	14.3/9:50	42.51506667	76.7198667	641300	4708476
78	14.3/14:05	42.46645	76.8659167	653400	4703332
79	14.3/14:50	42.50091667	76.8714667	653772	4707167
80	14.3/15:42	42.45023333	76.8659667	653439	4701542
82 oder 3d	14.3/19:00	42.4072	77.1382167	675970	4697290

83	14.3/20:00	42.4667	77.1086	673360	4703830
85	15.3/9:10	42.5714	77.3331	691493	4715943
86	15.3/11:50	42.55026667	77.3334667	691581	4713599
87	15.3/12:39	42.58038333	77.3361667	691717	4716937
88	15.3/13:15	42.58861667	77.3345333	691555	4717858
89	15.3/14:50	42.634	77.3337833	691370	4722885
90	15.3/15:10	42.61546667	77.3342333	691449	4720850
91	15.3/17:55	42.57981667	77.537	708201	4717350
92	15.3/18:35	42.5548	77.5333333	707988	4714564
93	15.3/19:15	42.53333333	77.5566667	709976	4712247
94	16.3/7:00	42.68348333	77.72145	722968	4729357
95	16.3/10:07	42.68311667	77.8855333	736421	4729742
96	16.3/10:45	42.68291667	77.9129667	738675	4729820
97	16.3/11:00	42.6676	77.9130167	738734	4728092
98	16.3	42.6662	77.9189	739218	4727954
100	16.3/11:34	42.66286667	77.9240667	739663	4727599
101	16.3/11:50	42.65568333	77.9311167	740260	4726817
102	16.3/12:32	42.64811667	77.9845	744661	4726137
103	16.3/14:10	42.67245	78.0364333	748822	4729003
104	16.3/14:32	42.68061667	78.0361	748768	4729897
106	16.3/17:05	42.63653333	78.0326333	748647	4725012
107	17.3/6:56	42.58721667	78.0811833	752833	4719665
108	17.3/7:42	42.59038333	77.9988667	746073	4719762
109	17.3/8:13	42.58458333	77.9978333	746005	4719111
110	17.3/9:00	42.60333333	78	746113	4721215
111	17.3/9:50	42.58321667	77.9080833	738646	4718731

112	17.3/10:52	42.55086667	77.8335833	732657	4714914
113	17.3/11:30	42.51658333	77.77985	728357	4710973
114	17.3/14:40	42.50605	77.5895333	712760	4709305
115	17.3/15:28	42.50026667	77.4994167	705384	4708436
118	18.3/7:07	42.5046	77.1281667	674853	4708096
119	18.3/13:10	42.54628333	77.0045	664586	4712475
121	18.3/15:10	42.54318333	77.1334667	675179	4712364
122	18.3/16:10	42.59403333	77.1308	674831	4718034

9.2 A CTD-Messstationen der August-Expedition

CTD-Station	Datum/Zeitpunkt	Breitengrad	Längengrad	UTM-X [km]	UTM-Y [km]
201	3.8/16:00	42.561633	77.062867	669335	4714287
202	3.8/17:00	42.545183	77.00525	664657	4712354
203	4.8/14:30	42.41	77.134267	675619	4697590
20401	5.8/11:00	42.401133	77.2092	681817	4696761
205	5.8/12:00	42.394367	77.274583	687209	4696162
206	5.8/13:00	42.39203	77.3706	695129	4696101
207	5.8/15:00	42.39048	77.4097	698357	4696037
209	5.8/19:30	42.391667	77.684383	720968	4696839
210	6.8/9:45	42.33398	77.717017	723849	4690508
211	6.8/10:05	42.349733	77.748967	726424	4692351
212	6.8/11:20	42.3544	77.610233	714990	4692515
213	6.8/13:50	42.393417	77.628233	716344	4696880
214	6.8/14:30	42.3922	77.567433	711340	4696603

215	6.8/15:30	42.392667	77.486	704638	4696465
216	6.8/16:00	42.387	77.466917	703079	4695772
217	6.8/18:20	42.28745	77.506467	706652	4684823
218	6.8/19:10	42.27465	77.433533	700692	4683230
219	6.8/20:10	42.268167	77.334767	692557	4682262
220	6.8/21:30	42.241517	77.253183	685899	4679119
221	6.8/22:30	42.199667	77.249567	685723	4674484
222	7.8/10:30	42.20555	77.210817	682518	4675049
224	7.8/12:55	42.1806	77.24975	685802	4672356
22800	7.8/15:10	42.183783	77.283733	688591	4672801
22801	7.8/15:30	42.185433	77.284983	688701	4672989
236	7.8/18:00	42.1786	77.199683	681678	4672033
237	7.8/18:10	42.175183	77.198417	681573	4671660
238	7.8/18:30	42.171983	77.19835	681583	4671290
241	7.8/19:00	42.1748	77.151833	677743	4671500
244	9.8/7:50	42.215117	76.950117	660960	4675572
245	9.8/8:10	42.2306	76.951683	661058	4677302
246	9.8/8:30	42.24065	76.952083	661056	4678413
247	9.8/11:00	42.256217	76.846633	652331	4679947
248	9.8/11:30	42.316633	76.833083	651064	4686647
249	9.8/13:50	42.325283	76.7284	642414	4687422
250	9.8/14:05	42.35525	76.6912	639280	4690692
251	9.8/14:25	42.387017	76.654533	636192	4694149
252	9.8/15:05	42.416917	76.6183	633156	4697423
253	9.8/15:40	42.419617	76.566617	628899	4697652
254	9.8/16:05	42.417117	76.515817	624721	4697298

255	9.8/17:35	42.417167	76.7004	639898	4697586
256	9.8/18:15	42.41645	76.78365	646756	4697634
257	9.8/19:05	42.415883	76.889233	655443	4697760
258	9.8/20:20	42.416467	76.999283	664493	4698029
259	10.8/11:45	42.594	77.131433	674877	4718005
260	10.8/12:30	42.543167	77.133017	675156	4712363
261	10.8/12:50	42.504733	77.126817	674761	4708094
262	10.8/13:35	42.466667	77.10725	673246	4703827
264	10.8/17:20	42.367467	77.150233	677065	4692904
265	10.8/18:00	42.333633	77.16745	678579	4689177
266	10.8/17:10	42.292067	77.208283	682063	4684636
267	11.8/9:00	42.507133	76.714917	640907	4707604
268	11.8/11:15	42.44995	76.865883	653440	4701512
269	11.8/12:00	42.465883	76.865817	653401	4703270
270	11.8/12:25	42.500483	76.871067	653750	4707135
271	12.8/11:50	42.571117	77.332067	691403	4715909
272	12.8/13:35	42.550033	77.331817	691468	4713565
273	12.8/14:20	42.50155	77.39945	697162	4708352
277	13.8/10:55	42.457	77.7355	724942	4704222
278	13.8/11:25	42.487583	77.73255	724582	4707608
279	13.8/12:00	42.517183	77.779467	728332	4711034
280	13.8/13:20	42.551283	77.8335	732655	4714976
281	13.8/14:00	42.583533	77.90975	738782	4718766
282	13.8/14:40	42.5847	77.9984	746050	4719143
283	13.8/15:15	42.590667	78.001483	746277	4719800
284	13.8/15:45	42.566817	78.00015	746279	4717175

285	13.8/17:00	42.655667	77.93065	740214	4726815
286	13.8/17:10	42.663	77.924	739639	4727629
287	13.8/17:17	42.664283	77.92335	739589	4727751
288	13.8/17:45	42.648267	77.884817	736485	4725884
289	14.8/10:45	42.506	77.588767	712714	4709304
290	14.8/11:30	42.533533	77.556317	709952	4712277
291	14.8/11:50	42.554583	77.533283	707989	4714534
292	14.8/12:25	42.58005	77.538633	708337	4717384

9.3 B Fehlerrechnung der Verdünnungsreihe

Wird eine Issyk-Kul-Wasserprobe mit destilliertem Wasser verdünnt, so kann die Salinität wie folgt berechnet werden (unter der Annahme, dass die Issyk-Kul-Wasserprobe eine Salinität von 6 [g/kg] aufweist):

$$S = 6 \frac{M_{\text{Issyk-KulWasser}}}{N_{\text{Total}}}$$

$M_{\text{Issyk-Kul}}$: Masse des Wassers aus der Issyk-Kul-Wasserprobe

N_{Total} : Totale Masse der verdünnten Probe

Der Messfehler der Waage beträgt 0.05[g]. $\rightarrow \Delta M_{\text{Issyk-Kul}}$ und ΔN_{Total} gleich 0.05 [g]

Die Formel für Fehlerfortpflanzung lautet:

$$\Delta S = \sqrt{\left(\frac{\partial S(M, N)}{\partial M} \Delta M\right)^2 + \left(\frac{\partial S(M, N)}{\partial N} \Delta N\right)^2}$$

Somit ergeben sich folgende Fehler für die verdünnten Wasserproben der Temperaturversuche:

$M_{\text{Issyk-Kul}}$ [g]	N_{Total} [g]	%-Verdünnung	S [g/kg]	ΔS [g/kg]
475	500	95	5.7	0.000827
450	500	90	5.4	0.000807

425	500	85	5.1	0.000787
-----	-----	----	-----	----------

9.4 C Detailangaben zur Anpassung der Kalibrierungs-Koeffizienten.

9.4.1 C1 Anpassung der externen Korrektur

T-Korrektur (Anpassung von k_1 , k_2 und k_3)

1. Berechnung der Salinität S_{UNESCO} anhand der UNESCO- Algorithmen und Perkin's Koeffizienten für sämtliche Messpunkte der vier Temperatur-Eichmessungen. Der Druck-Term wird dabei nicht miteinbezogen ($R_p= 1$, da Druck $P = 0$)
2. Berechnung von $S_{Oberfläche}$ sämtlicher Messpunkte, wobei den Koeffizienten k_i ein Ausgangswert als initiale Korrektur zugeordnet werden muss:

$$S_{Oberfläche} = k_2(S_{UNESCO} - k_1T) + k_3 \quad T: \text{Temperatur des Messpunkts}$$

3. Jeder Temperatur-Eichmessung einen Referenzwert $S_{ref.}$ zuweisen
4. Mittelwerte der quadratischen Abweichung für jede Temperatur-Eichmessung berechnen:

$$M_j = \frac{\sum (S_{UNESCO} - S_{ref.})^2}{\text{AnzahlMesspunkte}}$$

5. k_1 , k_2 und k_3 solange variieren, bis die Summe der M_j ein Minimum erreicht.

P-Korrektur (Anpassung von f_i und g_i)

6. Berechnung der Salinität $S_{Oberfläche}$ mit den bestimmten k_i Koeffizienten für sämtliche Messpunkte der vier Druck-Eichmessungen
7. Berechnung von $S_{in-situ}$, wobei den Koeffizienten f_i , g_i ein Ausgangswert als initiale Korrektur zugeordnet werden muss:

$$S_{in-situ} = S_{Oberfläche} \left[1 - (f_0 + f_1P) \times (1 + g_0 + g_1T + g_2T^2 + g_3T^3) \right]$$

P: Druck am Messpunkt T: Temperatur am Messpunkt

8. Mittlere Salinität S_{mittel} für jede Druck-Eichmessung berechnen

- Mittelwerte der quadratischen Abweichung von S_{mittel} für jede Temperatur-Eichmessung berechnen

$$N_j = \frac{\sum (S_{\text{in-situ}} - S_{\text{mittel}})^2}{\text{AnzahlMesspunkte}}$$

- f_i und g_i solange variieren bis die Summe der N_j ein Minimum erreicht. (Iteratives Verfahren, da bei jeder Änderung von f_i oder g_i , S_{mittel} der Druck-Eichmessungen (Schritt 8) neu berechnet werden muss)

9.4.2 C2 Anpassung der UNESCO-Koeffizienten

T-Korrektur (Anpassung von a_i , b_i und c_i)

- Berechnung der Salinität S_{UNESCO} anhand der UNESCO- Algorithmen und Perkin's Koeffizienten und für sämtliche Messpunkte der vier Temperatur-Eichmessungen. Der Druck-term wird dabei nicht miteinbezogen ($R_p = 1$, da Druck $P = 0$)
- Jeder Temperatur-Eichmessung einen Referenzwert S_{ref} zuweisen
- Mittelwerte der quadratischen Abweichung für jede Temperatur-Eichmessung berechnen:

$$M_j = \frac{\sum (S_{\text{UNESCO}} - S_{\text{ref.}})^2}{\text{AnzahlMesspunkte}}$$

- a_i , b_i und c_i solange variieren, bis die Summe der M_j ein Minimum erreicht.

P-Korrektur (Anpassung von d_i und e_i)

- Berechnung der Salinität $S_{\text{Oberfläche}}$ mit den bestimmten k_i Koeffizienten für sämtliche Messpunkte der vier Druck-Eichmessungen
- Berechnung von $S_{\text{in-situ}}$ wobei den Koeffizienten d_i und e_i ein Anfangswert gegeben werden muss (R_p muss hier berücksichtigt werden)
- Mittlere Salinität S_{mittel} für jede Druck-Eichmessung berechnen

8. Mittelwerte der quadratischen Abweichung von S_{mittel} für jede Temperatur-Eichmessung berechnen

$$N_j = \frac{\sum (S_{\text{in-situ}} - S_{\text{mittel}})^2}{\text{AnzahlMesspunkte}}$$

9. d_i und e_i solange variieren, bis die Summe der N_j ein Minimum erreicht. (Iteratives Verfahren, da bei jeder Änderung von d_i und e_i , S_{mittel} der Druck-Eichmessungen (Schritt 7) neu berechnet werden muss)

9.5 D Sättigungskonzentration des Sauerstoffs:

1. Der Issyk-Kul liegt auf 1608 [m.ü.M.], entsprechend ändert sich der mittlere Luftdruck. Der mittlere Luftdruck wurde über die Barometerformel berechnet:

$$p(h) = p_0 \exp\left(-\frac{h}{7990}\right)$$

$p(h)/p_0$ ist somit gleich: 0.8177067

2. Der Partialdruck von Sauerstoff beträgt: 0.210 [atm]
 3. Sättigungskonzentration wird wie folgt berechnet:

$$C_s^i = \lambda^i p^i$$

4. Nach Lange's Handbook of Chemistry, McGraw-Hill, 1979 sind die Löslichkeitskoeffizienten für O_2 in folgender Tabelle eingetragen. Durch Einsetzen lassen sich die Sättigungskonzentrationen berechnen:

Temperatur	Löslichkeitskoeffizient [g/m ³ atm]	Sättigungskonzentration [mg/l]
5 [°C]	60.7	10.4233
15 [°C]	48.0	8.2425

9.6 E Anteil des Zuflusswassers in der kalten Wasserschicht:

Mischung der Salinitäten:

	Nordosten	Südwesten
Salinität des Issyk-Kul:	6.012 [g/kg]	6.006 [g/kg]

$$t = \frac{4217.4 \times 20000 \times 0.6}{15 \times 2.6} = 1.2 \times 10^6 s = 15 \text{Tage}$$

9.8 G UNESCO-Zustandsgleichung

Die UNESCO-Zustandsgleichung beruht auf empirischen Gleichungen. (siehe [6])

9.9 H UNESCO-Gleichung für thermische Expansivität

Siehe [6]

9.10 I Jährliche Tiefenwassererneuerung

Annahmen: 20% der Seeoberfläche weisen eine Tiefe grösser als 600 [m] auf [1]

Seeoberfläche: 6292 [km²] [1]

Tiefenwasser: ab 200 [m] Tiefe (willkürlich definiert)

Jährliche Erneuerungsrate: 10% [2]

Jährliche Tiefenwassererneuerung = $0.1 \cdot 0.2 \cdot 6292 \cdot 10^6 (670-200) = 59.1 \text{ [km}^3\text{]}$

9.11 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Landkarte von Kirgistan und Nachbarstaaten	8
Abbildung 2: Der Issyk-Kul mit 100 [m] Isotiefenlinien	9
Abbildung 3: Mit Perkin's Koeffizienten berechnete Salinität	23
Abbildung 4: Korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen	24
Abbildung 5: S_{UNESCO} und chemisch bestimmte S.....	25
Abbildung 6: S_{UNESCO} der Temperatur-Eichmessung mit und ohne Ausreisser	25
Abbildung 7: Mit Temperaturkorrektur berechnete Salinitäten bei Druck 0	26
Abbildung 8: Extern korrigierte Salinitäten (Druck-Eichmessungen im März).....	28
Abbildung 9: Extern korrigierte Salinitäten (Druck-Eichmessungen im August).....	28
Abbildung 10: Extern korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen	28
Abbildung 11: Extern korrigierte Salinitäten der Temperatur-Eichmessungen	28
Abbildung 12: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Druck-Eichmessung im März)	31
Abbildung 13: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Druck-Eichmessung im August)	31
Abbildung 14: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Temperatur-Eichmessung)	31
Abbildung 15: Korrektur durch spez. Koeffizienten (Temperatur-Eichmessung)	31
Abbildung 16: Tiefenprofile ohne Driftkorrektur	34
Abbildung 17: Tiefenprofile mit Driftkorrektur.....	34
Abbildung 18: Salinitätsgenauigkeit bei $\Delta T=0.4$ [°C] und für $S=100$ [%] IK	35
Abbildung 19: Zeitlicher Drift der Sonde während einer Exkursion	36
Abbildung 20: CTD-Stationen im Issyk-Kul	37
Abbildung 21: Tiefenwasserprofile blau: März; rot: August	40
Abbildung 22: Stabilität der Wassersäule: N_T^2 (blau), N_S^2 (rot) und N^2 (schwarz)	43
Abbildung 23: Station 3, gemessen am 6.3.2001, um 8:10	45
Abbildung 24: Anomalien in der Station 3 bezüglich der Station 4.....	46

Abbildung 25: Quasi-Dichte der Stationen 3a und 4; potentielle Dichte des Ausschnitts a ...	47
Abbildung 26: Zeitliche Veränderung der Station 3 am 6. März 2001	48
Abbildung 27: Vergleich zwischen Station 3 (rot) und Station 3d (blau)	49
Abbildung 28: CTD-Stationen im West-Ost-Transekt.....	50
Abbildung 29: Fluktuationen der Profile in den Stationen 61 und 58.....	50
Abbildung 30: Transekt der CTD-Messstationen vor dem Fluss Kara-Koo	51
Abbildung 31: Profile der pot. Dichte der Stationen 63, 60, 61 und 62	52
Abbildung 32: Messstationen in Zonen aufgeteilt.....	53
Abbildung 33: Tiefenprofile aufgeteilt in 5 Zonen	54
Abbildung 34: Horizontale Verteilung der potentiellen Temperatur in [°C]	55
Abbildung 35: Horizontale Verteilung der Salinität in [g/kg].....	55
Abbildung 36: Horizontale Verteilung der Licht-Transmission in [%].....	56
Abbildung 37: Nordöstliche Randzone des Issyk-Kul	58
Abbildung 38: Potentielle Dichteprofile der Stationen im Nordosten	60
Abbildung 39: Temperaturprofile der Stationen im Nordosten.....	61
Abbildung 40: Salinitätsprofile der Stationen im Nordosten	62
Abbildung 41: Vermuteter Abfluss des kalten Bodenwassers aus den Tälern.....	64
Abbildung 42: Potentielle Temperaturverteilung im vertikalen Schnitt.....	65
Abbildung 43: Salinität- und Licht-Transmissionsverteilung im vertikalen Schnitt.....	66
Abbildung 44: Potentielle Dichte im vertikalen Schnitt.....	67
Abbildung 45: Vertikaler Schnitt durch den ganzen See (T_{pot} und σ_{pot}).....	68
Abbildung 46: Potentielle Temperaturverteilungen im Issyk-Kul	69
Abbildung 47: CTD-Messstationen während der August-Exkursion.....	70
Abbildung 48: Vertikaler Schnitt entlang des Karakol-Transektes.....	71
Abbildung 49: Dichteprofile des Tiefenwassers und der Randzonen	72
Abbildung 50: Potentielle Temperaturverteilung in vertikalen Schnitten.....	73
Abbildung 51: Horizontale Verteilung von T_{pot} [°C] und σ_{pot} [kg/m ³] in 60 [m] Tiefe.....	73

Abbildung 52: West-Ost Schnitt der Salinitätsverteilung	74
Abbildung 53: Wasserpegelstände des Issyk-Kul im Jahr 2001	75
Abbildung 54: Schematische Darstellung der Tiefenwasserbildung im Issyk-Kul.....	77
Abbildung 55: Potentielle Dichtepprofile der Stationen 3c und 3d.....	78

10 Literaturverzeichnis

1. Tsigelnaya, I.D., *Issyk-Kul' Lake*, in *Enclosed Seas and large lakes of eastern Europe and Middle Asia*, A.F. Mandych, Editor. 1995, SPB Academic Publishing: Amsterdam. p. 199 - 229.
2. Hofer, M., et al., *Rapid deep-water renewal in Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan) indicated by transient tracers*. 2001.
3. Romanovskiy, V. and G. Shabunin, *Upwelling in Lake Issyk-Kul*. Dynamics of modern coastal processes in Lake Issyk-Kul, 1981: p. 160-169.
4. King, J., *Central Asia*, ed. 2nd. 2000: Lonely Planet Publications.
5. Shabunin, G.D. and A.G. Shabunin, *Climate and physical properties of water in Lake Issyk-Kul*., Institute of water Problems and Water Power: Frunze.
6. Fofonoff, N.P. and J. Millard, *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*, in *Unesco technical papers in marine science*. 1983.
7. Peeters, F., et al., *Analysis of deep-water exchange in the Caspian Sea based on environmental tracers*. Deep-Sea Res., 1999. **I 47**: p. 621-654.
8. Peeters, F., et al., *Description of stability and neutrally buoyant transport in freshwater lakes*. Limnol Oceanogr., 1996.
9. Achermann, D., *Kaspisches Meer oder Kaspischer See*, in *Abteilung für Umweltnaturwissenschaften*. 1997, EAWAG/ETH: Zürich.
10. Peeters, F., *Equation of state and the calibration of salinity from electrical conductivity for water with ion composition different from sea water*.
11. Hohmann, R., *Deep-water renewal in lake Baikal*, in *Natural Sciences*. 1997, ETH/EAWAG: Zuerich.
12. Wüest, A., G. Piepke, and J.D. Halfman, *Combined effects of dissolved solids and temperature on the density stratification of Lake Malawi*, in *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, T.C. Johnson and E.O. Odada, Editors. 1996, Gordon and Breach: Toronto. p. 183-202.
13. Lewis, E.L., *The practical salinity scale 1978 and its antecedents*. IEEE Journal of oceanic engineering, 1980. **Oe-5**(No. 1): p. 3-8.
14. Perkin, R.G. and E.L. Lewis, *The Practical Salinity Scale 1978: Fitting the data*. IEEE Journal of oceanic engineering, 1980. **Oe-5**: p. 9-16.
15. Culkin, F. and N.D. Smith, *Determination of the concentration of potassium chloride solution having the same electrical conductivity, at 15°C and infinite frequency, as*

- standard sea water of salinity 35.0000 (Chlorinity 19.37394)*. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1980. **OE-5**: p. 2.
16. Karmanchuk, A.S., *Water chemistry and ecology of lake Issyk-Kul.*, Institute of Irrigation of Kirghiztan: 720055 Bishkek.
 17. Wüest, A.. 2001.
 18. Imboden, D.M. and A. Wüest, *Aquatische Physik 1*. 1997.
 19. Imboden, D.M. and R. Kipfer, *Einführung in die Physik aquatischer Systeme*. 1997: Dübendorf.
 20. Kipfer, R. and F. Peeters, *Using transient conservative and environmental tracers to study water exchange in lake Issyk-kul*. 2001, EAWAG: Dübendorf.
 21. Lerman, A., D.M. Imboden, and J.R. Gat, *Physics and chemistry of lakes*, ed. S. Edition. 1995: Springer.
 22. Aladin, N.V., I.S. Plotnikov, and V. Romanovsky, *Palaeolimnology and biodiversity of the Issyk-Kul Lake*. 2001?
 23. Lampert, W. and U. Sommer, *Limnoökologie*. 1999, Stuttgart: Georg Thieme Verlag.
 24. Kipfer, R., et al., *Bottomwater formation due to hydrothermal activity in Frolikha Bay, Lake Baikal, eastern Siberia*. Pergamon, 1995. **60**(6): p. 961-971.
 25. Lide, D.R. and H.P.R. Frederikse, *Handbook of Chemistry and Physics (1913-1995)*, ed. 75th. 1994: CRC Press.
 26. Kochergin, V.P., V.I. Klimok, and A.G. Bokovikov, *The role of the wind and watertemperature by calculating the average annual circulation of Lake Issyk-Kul*. Meteorology and Hydrology, 1990. **1**: p. 85-95.